

HANDBOOK OF SNOW

PRINCIPLES, PROCESSES,
MANAGEMENT & USE

Edited by

D. M. Gray
D. H. Male

Division of Hydrology,
University of Saskatchewan,
Saskatoon, Canada

PERGAMON PRESS

Toronto Oxford New York Sydney Paris Frankfurt

СНЕГ

СПРАВОЧНИК

Под редакцией Д. М. ГРЕЯ и Д. Х. МЭЙЛА

Пер. с англ. под редакцией
чл.-кор. АН СССР
В. М. КОТЛЯКОВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1986

VISIT...

LANZAROTE
Caliente.COM

На основе обобщения материалов преимущественно североамериканских исследователей рассматривается широкий круг вопросов изучения и использования снежных явлений, а также борьбы с ними. Описаны процессы формирования и эволюции снежного покрова, методы измерения и обработки информации о его свойствах. Показано влияние снега на растительный и животный мир и на хозяйственную деятельность человека, в частности на сельское хозяйство. Рассмотрены процессы формирования лавин и метелей и методы прогнозирования и борьбы с этими явлениями и их последствиями. Показана роль снега в формировании весенних паводков и представлены методы прогноза паводков в результате снеготаяния. Обсуждаются гидрологические и биологические аспекты влияния снежного и ледяного покрова на озерах. Несомненный интерес представляют вопросы инженерного снеговедения, в частности исторические обзоры совершенствования снегоходной и снегоочистительной техники за рубежом, обзор современных методов строительства автозимников, методов расчета снеговых нагрузок на крыши сооружений, механических, химических и тепловых методов борьбы со снегом и льдом на автомобильных и железных дорогах и в аэропортах. Рассматриваются характеристики и конструктивные особенности беговых и горных лыж, характеристики лыжных мазей, а также свойства снега с точки зрения катания на лыжах.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области гляциологии, гидрологии, сельского хозяйства, рекреации, инженеров-проектировщиков, работников коммунального хозяйства, дорожных служб, железнодорожного транспорта и наземных аэродромных служб.

Предисловие редактора перевода

Предлагаемая книга представляет собой справочное издание, в котором обобщен богатый опыт Канады и в меньшей степени США исследования снежного покрова, использования снега и борьбы с его вредным влиянием. Как и в нашей стране, на огромных просторах Северной Америки снег имеет большое практическое значение: позволяет повысить продуктивность сельскохозяйственных культур, решить транспортные проблемы, но вместе с тем служит серьезной помехой в освоении ряда территорий.

Наблюдения за снежным покровом в обеих североамериканских странах были начаты позже, чем в России. К настоящему времени они достигли значительного размаха: многочисленные метеорологические станции в Канаде и США ведут регулярные наблюдения за снегом, проложены сотни снегомерных маршрутов, широко применяются дистанционные наблюдения, и в том числе съемки с искусственных спутников Земли. В большинстве случаев для измерений характеристик снежного покрова в Северной Америке используются приборы, аналогичные советским, хотя есть и ряд отличий. Например, в СССР не применяются довольно широко используемые на Западе снегомерные подушки. В книге много места уделено описанию конструкций снегомерных приборов и снегоходной техники, методике снеговинных исследований и конструкциям лыж, приемам строительства из снега и снежной мелиорации.

Все главы написаны разными специалистами, которые старались обобщить основные достижения в соответствующей области, отраженные в североамериканской литературе, но привлекали также и наиболее известные советские работы. Конечно, вне поля зрения авторов осталось богатейшее собрание советской литературы по снежному покрову и неоценимый опыт советских исследователей снега. Однако настоящая книга ценна для советского читателя именно обобщением североамериканского опыта исследований снежного покрова, во многих аспектах существенно отличающегося от опыта, накопленного в нашей стране.

Современные проблемы снежного покрова многообразны. Они охватывают широкий диапазон природных явлений: физику формирования и выпадения твердых осадков, ветровой перенос снега и образование снежных лавин, распределение снежного покрова на обширных пространствах равнин и в условиях сложного горного рельефа, на поверхности суши, озер и рек и т. д. Важное практическое значение имеет использование снега для строительства зданий и прокладки дорог в труднодоступных и необжитых районах, а также для оборудования взлетно-посадочных полос, снежная мелиорация в сельском хозяйстве, борьба со снежными заносами и лавинами, использование снежного покрова для ката-

ния на лыжах и других рекреационных целей. Все эти вопросы достаточно подробно изложены в предлагаемой книге.

Эта книга, несомненно, будет полезна полевым исследователям снежного покрова и лавин, работникам сельского хозяйства, транспорта и строительства, горнолыжникам, туристам и альпинистам.

Член-корреспондент АН СССР
В. М. Котляков

Предисловие

Снег — это один из основных факторов, оказывающих влияние на жизнь и деятельность людей в умеренных и полярных широтах в течение значительной части года. С выпадением снега меняются образ жизни людей, их работа, способы передвижения. С образованием снежного покрова становятся непригодными технологии, методы и подходы, применяемые в бесснежные сезоны, и это заставляет решать новые задачи и искать новые возможности. Настоящая книга призвана помочь активизировать все стороны жизни людей в заснеженных областях. Она должна служить справочником и руководством для тех, кому приходится иметь дело с практическими аспектами исследований снега и организацией мероприятий, связанных со снежным покровом. Предлагаемая книга должна стимулировать дальнейший интерес к проблеме снежного покрова и способствовать исследованиям этого ценного и весьма изменчивого природного ресурса.

Первоначальная разработка идеи и создание проспекта данной книги были выполнены Рабочей группой по инженерной гляциологии Подкомитета снега и льда Объединенного комитета геотехнических исследований Национального исследовательского совета Канады. Была поставлена задача — обеспечить инженеров-практиков и преподавателей информацией о снеге и всех проблемах, связанных с ним. В процессе подготовки материала эта задача была расширена с тем, чтобы содержание книги представляло интерес не только для техников, но также и для географов, специалистов по сельскому хозяйству, социологов, метеорологов и др. В создание этой книги внесли вклад ученые и инженеры Канады и США, работающие в области гляциологии.

Книга состоит из трех частей: «Снег и окружающая среда», «Снежные осадки и снежный покров», «Снег и техника». В части I основное внимание уделяется воздействию снега на жизнь людей, климат и сельское хозяйство. В части II дается всесторонний анализ процессов формирования снежного покрова, его перераспределения и абляции; здесь же дан обзор физических свойств снега. Материал этой части, хотя и представляет наибольший интерес для естествоиспытателей-теоретиков, служит как бы фундаментом, на котором основаны главные принципы всех видов практической деятельности, связанной со снегом. Кроме того, в части II дается информация о снегомерных работах, а также о снежных лавинах и снежном и ледяном покрове озер. В части III основное внимание уделяется прикладным аспектам; приводятся методы расчета несущей способности, приемы строительства снежных дорог и т. п., а также обсуждаются рекреационные проблемы, связанные со снегом, в частности свойства снега с точки зрения катания на лыжах и конструктивные особенности лыж.

Объем книги не позволяет рассмотреть все аспекты проблемы снежного покрова в деталях. Однако это компенсируется тем, что после каждой главы дается по возможности обширный и полный список литературы.

Работа над книгой началась в 1974 г., когда небольшая группа инженеров и ученых, составивших Рабочую группу по инженерной гляциологии, предложила общий проспект книги, охватывающий широкий круг проблем, связанных со снегом. В период подготовки материала стиль, направленность, объем и содержание книги постоянно менялись, и только энтузиазм и сотрудничество авторов сделали возможным выход книги в свет.

Мы в особенности признательны Службе атмосферы Департамента окружающей среды Канады и Саскачеванскому университету за предоставленные нам финансовые возможности и созданные условия. Особую благодарность мы приносим Дж. А. Маккею (Канадский климатологический центр) за его энтузиазм, самоотверженность и неизменную поддержку, М. Бэрри (Канадский климатологический центр) за его помощь в координации и согласовании материалов на начальных стадиях работы, Е. Трулару (Отдел подготовки ДОСК), взявшему на себя труд познакомиться с окончательным вариантом текста и сделавшему ценные замечания, д-ру Л. Т. Кристиансену, президенту, и д-ру П. Н. Никифору, декану Инженерного колледжа Саскачеванского университета, за их поддержку и финансовую помощь.

Д. М. Грей
Д. Х. Мэйл

ЧАСТЬ I

Снег и окружающая среда

- 1 Снег и условия обитания
- 2 Снег и климат
- 3 Снег и сельское хозяйство

Снег и условия обитания

СНЕГ И ЧЕЛОВЕК

Снег — одно из самых широко распространенных явлений природы, активно воздействующее на общество и экономику во многих уголках мира. Признавая красоту снежного покрова и его полезность для энтузиастов зимнего спорта, все же чаще мы рассматриваем снег как нежелательную и дорогостоящую помеху. Затруднения, связанные со снегом, принимаются как непреложный фактор среды обитания человека, а влиянию снега на хозяйство или его огромной ценности как природного ресурса уделяется мало внимания.

Снег и мороз способствовали разрушению военного могущества Ганнибала и Наполеона, задержали колонизацию и освоение Сибири и Северной Америки. Вольтеровское определение Канады как «несколько арпанов¹ снега» подтверждает пренебрежение к негостеприимному, заснеженному Северу. Прошли столетия, а ситуация изменилась мало. Снег продолжает нарушать планы и осложнять деятельность человека. Уменьшение национального валового продукта США в 1976—1977 гг. за счет ущерба, причиненного снегом и морозом, составило 20 млрд. долларов [9].

Современный технический прогресс позволяет развитым странам успешно вести хозяйство в заснеженных регионах, но уязвимость этих районов возрастает. Например, проблема снеготранспорта в мегаполисах создает несравненно большие трудности, чем эта же проблема в небольшом городе, а крупные перевозки материалов и грузов на большие расстояния существенно зависят от капризов зимней погоды. Ущерб, причиняемый снегом, может быть огромным, и понятно, что проблемам снежного покрова следует уделять больше внимания. В зимний сезон газеты нередко сообщают о трудностях, создаваемых обильными снегопадами, метелями, снежными обвалами и заносами на дорогах, которые отмечаются все чаще, так как население увеличивается, общество становится более урбанизированным, возрастают транспортные проблемы. Создано множество технических средств, чтобы исключить или уменьшить отрицательные последствия подобных стихийных бедствий, однако слишком часто проблемы, создаваемые снегом, возникают из-за нашей неподготовленности — снег выпадает необычно рано или необычно поздно либо его интенсивность не-

ожиданно велика. В середине февраля во время снежной бури в Новой Англии погибло 60 человек, а ущерб оценивался более чем в 1 млрд. долларов. Жестокие бури случались и в прошлом, однако они не причиняли такого ущерба, поскольку население было меньше, а транспорт и торговля не были так развиты.

Несмотря на проблемы, создаваемые снегом, он способствует многим видам хозяйственной деятельности: создает запасы воды для бытовых нужд, домашнего скота, производства сельскохозяйственной продукции (см. главу 3), для нужд гидроэнергетики; служит материалом для сооружения снежно-ледовых дорог (см. главу 12), по которым можно перевозить тяжелые грузы с минимальным ущербом для окружающей среды, создает условия для занятий лыжным спортом (см. главу 19), катания на мотонартах и других видов зимнего отдыха. Описание физической природы снега и возможностей его использования составляет основное содержание данной книги. Сейчас широко признано, что бережное отношение к снежному покрову как ценнейшему природному ресурсу весьма важно в производстве пищевых продуктов, в проектировании сельских и городских поселений (строительство, транспортные системы и т. п.), в программах развития водных ресурсов (контроль паводков и защита от них, водные запасы), а также в поддержании и сохранении окружающей среды.

Адаптация к снегу

Деффонтэнэ [24] ярко описывает проблемы, с которыми столкнулись переселенцы из Европы при адаптации к зимним условиям в Северной Америке. Они не ожидали встретить здесь морозы, снежные метели и обильные снегопады, столь характерные для северных районов этого континента. Только одиннадцати из тридцати европейцев удалось выжить зимой 1600 г. в Тадоссаке (там, где река Сагино впадает в реку Святого Лаврентия). Такая высокая смертность была обусловлена, в частности, тем, что вигвамы или сооружения французской архитектуры не могли служить достаточно надежным убежищем от снега и холода. Для того чтобы противостоять условиям среды, дома совершенствовались: крыши строились таким образом, чтобы выдерживать большую снеговую нагрузку (см. главу 13), а веранды и высоко поднятые полы предохраняли от мороза, глубокого снега и весеннего таяния. Снег складывали штабелями у домов для создания дополнительной изоляции, которая обеспечивалась деревом, начавшим уступать свое место как строительный материал камню. Сарай размещали и ориентировали так, чтобы свести к минимуму снежные заносы у дверей. Постепенно колонисты создали безопасное комфортабельное жилище, защищающее от холода и снега.

¹ Арпан — старинная французская мера площади.

Менялся способ передвижения: летом — по открытым рекам, зимой — по снегу и льду. Перевозка тяжелых грузов часто задерживалась до тех пор, пока не выпадал снег, и можно было доставлять грузы по полевым снежно-ледовым дорогам (см. главу 12). Трудности с транспортом накладывали отпечаток на характер поселений и общество. Снежные бури и долгие холодные зимы вынуждали людей избегать переездов на большие расстояния и оставаться дома, где они занимались домашними ремеслами.

Для ходьбы по мягкому снегу изготавливались разнообразные снегоступы. Для езды на санях использовались главным образом собачьи упряжки. На твердом снегу арктической тундры хорошо зарекомендовали себя сани индейцев-иннуитов («комитик»), однако в более населенных районах изготавливались сани самых различных типов. Тобоганы были лучше всего приспособлены для сухого неглубокого снега; сани, снабженные полозьями, сделанными из древесных стволов, и запряженные лошадьми, часто использовались для перевозки тяжелых грузов, а санки и салазки для перевозки леса были предпочтительнее на твердой, мерзлой поверхности.

Поскольку прокладывать и содержать дороги между поселениями было крайне трудно, предпринимались попытки выровнять и утрамбовать снежную поверхность с тем, чтобы она могла выдерживать давление саней и лошади, а также улучшить санный путь. Выравнивание и расчистка пути приводила к тому, что по краям дороги образовывались огромные снежные сугробы, которые ограничивали видимость. Состояние снега на дорогах также создавало трудности, так как сырой снег прилипал к полозьям саней и лошадиным копытам, а по ледяным коркам лошади соскальзывали с дороги; в теплую же погоду дорога раскисала. Поздний период освоения Севера принес автомобиль, урбанизацию, свободное время, новую технологию и новые заботы. Человек освободился от «заточения» в зимних снегах и получил свободный доступ к отдаленным территориям и, в частности, к горным районам, однако уязвимость человека сохранилась. В прежние времена метель могла изолировать несколько поселенцев на несколько дней, теперь она может парализовать торгово-промышленную агломерацию и коммуникации в пределах обширных высоко урбанизированных территорий.

Еще не так много лет назад в зимний период автомобили не использовались. Современное общество требует, чтобы все виды наземного и воздушного транспорта неограниченно и безопасно функционировали в течение всей зимы, будь то в горах, на морском побережье, в городских центрах или мало заселенных прериях. Общество, которое всегда было почти неподвижным в течение зимы, сейчас придерживается жесткого ежедневного графика в своих переездах к месту работы и обратно, при поездках за по-

купками. Оно также тратит огромное количество денег на зимний отдых и зимние путешествия. Возрастающие потребности в ресурсах делают необходимым освоение территорий, которые прежде были недоступны из-за снега, льда, мороза. Для всех этих видов деятельности необходима усовершенствованная технология, с тем чтобы сделать их экономичными и безопасными.

Уязвимость природы и хозяйства

Влияние снега на общество многогранно и включает в себя сложные физические, социальные, экономические и психологические аспекты. Толщина, плотность, влажность и прочность снежного покрова (см. главу 7) служат основными физическими параметрами, учитываемыми при использовании снега и борьбе с ним. Толщина снежного покрова и продолжительность его залегания имеют социальное и экономическое значение и оказывают влияние на окружающую среду. Хозяйство в высшей степени уязвимо, когда сильный ветер, низкие температуры и ледяной дождь сопровождаются или следуют за тяжелыми снегопадами. Кроме того, существенно, в какое время разразилась снежная буря. Например, к наиболее неприятным последствиям может привести буря в часы пик или в период уборки урожая.

Наибольшую опасность представляют метели. Особенно опасно сочетание сильных ветров, низкой температуры и плохой видимости. В 1888 г. метель унесла 112 жизней и уничтожила большие стада животных на северных равнинах США и в Канаде. Позднее, в 1941 г., метель принесла 39 смертей на востоке Северной Дакоты и от 76 до 90 — по всем Соединенным Штатам. Метели парализовали железнодорожное сообщение — поезда двигались в объезд через канадские прерии. В 1966 г. буря, во время которой скорость ветра достигала 130—160 км/ч, продолжалась четверо суток во многих районах северных равнин США и Канады. В ряде городов закрылись школы, нарушилась хозяйственная деятельность, был полностью парализован транспорт; некоторые дороги были закрыты в течение двух недель. В США жертвы были сравнительно невелики (погибло 18 человек), что объясняется относительно высокой температурой воздуха, которая в общем была выше 0 °C. Потери скота в США оценивались в 12 млн. долларов, в частности погибло 74,5 тыс. голов крупного рогатого скота и 54 тыс. овец. Дороги были занесены, здания разрушены [81]. В Виннипеге и Манитобе, где выпало 36 см снега, счета за очистку улиц достигли 1 млн. долларов.

Метели особенно опасны в безлесных районах, где нет деревьев, способных создать ветровую тень. Определенные районы, такие как подветренные берега Великих озер, подвержены воздействию снежных зарядов, которые могут приводить в негодность транспорт

и транспортные артерии. Это обуславливает необходимость проведения экстраординарных мероприятий и ассигнования дополнительных фондов на содержание автомагистралей. За одну снежную бурю в Освего, штат Нью-Йорк, 27—31 января 1966 г. выпало 257 см снега [82].

Общее влияние сезонных снегопадов на страну может быть огромным. Это видно на примере зимы 1972 г. в Канаде. В январе сильнейшая буря (скорость ветра 115 км/ч) привела к гибели людей, произвела жестокие разрушения на транспорте и причинила огромный материальный ущерб в Монреале. В Британской Колумбии обильный снегопад, сильный ветер и гололед нарушили сообщение между городами и вызвали крупные снежные обвалы, которые перерезали автомагистрали и железнодорожные линии. Перевал Роджерс в Британской Колумбии, основной транспортный проход через Скалистые горы, где за зиму выпало 1481 см снега, был закрыт из-за лавин и заносов в общем на 583 ч, в то время как в среднем он закрывается на 194 ч в год. Затраты армейского артиллерийского подразделения, производившего профилактический спуск лавин в ту зиму, составили 200 тыс. долларов [64]. В Ньюфаундленде метели привели в негодность паромную переправу через пролив Кабота. В феврале во время снежной бури, при которой скорость ветра достигала 110 км/ч, выпало 10 см снега; в результате пути сообщения в провинциях Альберта и Саскачеван были блокированы. Годом позже снегопад, принесший 13 см снега и сопровождавшийся скоростью ветра до 80 км/ч, нулевой видимостью и мощными заносами, прервал автомобильное сообщение между провинциями Онтарио и Квебек; в Монреале, где снег не расчищали, прекратилась практически всякая деятельность. В марте часть долины реки Святого Лаврентия осталась без электроэнергии в течение недели после снежной бури, продолжавшейся 72 ч и сопровождавшейся гололедом. В результате той же бури в Нью-Брансуике и на острове Принс-Альберт выпало от 300 до 600 см снега — были закрыты дороги и школы, отмечались несчастные случаи. В апреле в результате бури в области Ред-Дир—Эдмонтон, Альберта, была разрушена линия электропередачи и сотни автомобилистов попали в трудное положение.

Города

Городские центры особенно подвержены воздействию обильных снегопадов, и это необходимо учитывать при планировании городов. Расчистка от снега, стоимость которой достигает 1 млн. долларов, уже не вызывает удивления. Снежная буря в Чикаго в 1967 г., когда в течение двух суток город был засыпан слоем снега толщиной 58 см, парализовала едва ли не весь город с 7 млн. жителей. Погибло 45 человек, а ущерб только розничной

торговле и сервису оценивался в 150 млн. долларов. В городе начались пожары, преступления, болезни; расчистка улиц обошлась более чем в 5 млн. долларов, тогда как годовой бюджет города предусматривал на эти цели 0,5 млн. долларов. Иссякли пищевые продукты, в некоторых районах сильно возросло число ограблений и нарушений общественного порядка. Больницы были недосыгаемы, а вертолеты использовались для оказания первой помощи, доставки инсулина, кислорода, других лекарств. В течение января 1979 г. в результате такой же бури, длившейся 30 ч, выпал слой снега толщиной 53 см.

Баффало, штат Нью-Йорк, привычен к обильным снегопадам, так как расположен на берегу озера Эри. Бури над озером, которые приносят от 120 до 180 см снега, случаются в период с октября по февраль. После зарегистрированной в конце января 1977 г. бури со скоростью ветра до 137 км/ч остались снежные завалы глубиной более 7,6 м. Тысячи автомобилистов оказались в критическом положении, 5 тыс. автомобилей было брошено на дорогах, здания были занесены, 29 человек погибло, а экономические убытки, включая затраты на расчистку и стоимость продукции, которая могла бы быть произведена, оценивались в 250 млн. долларов [26].

Рекордная снежная буря, которая парализовала район вокруг Бостона, Массачусетс, причинила ущерб экономике этого района, оцениваемый в 1 млрд. долларов. По мере роста городов и агломераций неуклонно повышается их незащищенность от снежных бурь.

В течение последнего десятилетия снег, и в особенности снежные заносы, причинили огромный ущерб большинству северных городов. Города, расположенные в областях, для которых характерны сильные снегопады, обычно готовятся к ним. Однако, когда фактические характеристики снегопадов превышают значения, лежащие в основе различных программ и работ, например по снегоочистке (см. главы 14—16) и строительству (см. главу 13), возникают трудности. Апрельская буря 1975 г., во время которой выпало 20 см снега, произвела разрушения в Чикаго, Виннипеге и Торонто. В пригородах Торонто слишком рано провели снегоочистку, демонтировали оборудование и закрыли контракты. В результате снежные заносы на открытых участках автомагистралей серьезно затруднили движение транспортных потоков. В 1969 г. во время снежной бури выпало 70 см снега; были занесены автомобили и закрыт аэропорт в Монреале, а в соседнем Вермонте для расчистки улиц пришлось привлекать Национальную гвардию.

Снежные бури, максимальная интенсивность которых совпадает с пиком движения на дорогах, создают наибольшие трудности в отношении расчистки, однако наибольший ущерб причиняют снежные бури, которые сопровождаются гололедом. В результате такой бури в декабре 1973 г. были разрушены гидротехнические

сооружения (убыток — 2,2 млн. долларов), 250 тыс. жителей Квебека на длительное время лишились электроэнергии, тепла, питьевой воды, пожарной охраны. Затраты на расчистку снега продолжают расти, так как увеличиваются стоимость перевозок снега и зарплата; например, в Монреале эти затраты возросли с 11,8 млн. долларов в 1970 г. до 30 млн. долларов в 1979 г. (рис. 1.1).

Бартон (по его личному сообщению) обнаружил, что в Торонто убытки, понесенные в результате потери рабочего времени вслед-

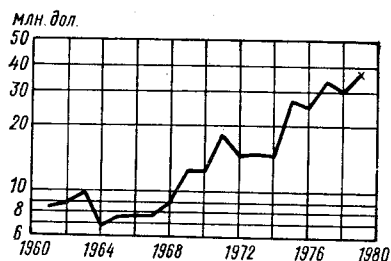


Рис. 1.1. Суммарные годовые расходы на снегоочистку в Монреале, Канада.

ствие снежных бурь, были так же велики, как затраты на снегоочистку; в 1967-68 г. убытки из-за потери рабочего времени составили 2,9 млн. долларов, а затраты на снегоочистку — 2,5 млн. Фармер [32] сообщил, что ущерб, связанный с дорожно-транспортными происшествиями, в декабре—феврале в среднем на 58 % выше, чем в любой другой месяц года, и на 48 % выше, чем в середине лета, когда отмечается максимальная интенсивность дви-

жения на дорогах. Общий ущерб, связанный с отменой различных планов, сердечными приступами, дополнительным потреблением энергии, снегоочисткой домашними средствами, а также другими факторами, трудно оценить, однако совершенно очевидно, что он в несколько раз превышает затраты на одну только снегоочистку.

Сельские территории

Аномально холодная зима обычно бывает продолжительной. Чрезмерное количество снега может привести к значительному увеличению влажности почв и стока, а также к подпруживанию вод весной. Наряду с выгодой от увеличения водных запасов, имеют место потери времени и материальные убытки. Дренажные канавы и русла следует расчищать от снега, чтобы обеспечить дренаж и свести к минимуму паводок. Только после того, как снег растает и почва просохнет, можно приступать к ее обработке. В областях, где вегетационный период короток, опоздание с севом может чрезвычайно ограничить для фермера выбор возделываемых культур. Если воздействия продолжительного снежного покрова имеют региональный масштаб, как это имело место на севере Великих равнин в 1974 г. или на пшеничных полях Сибири в 1972 г., то последствия могут быть гораздо более широкими.

В то же время отсутствие снежного покрова может иметь и еще более серьезные последствия (см. главу 3). И в 1972, и

в 1974 г. в результате отсутствия снежного покрова зимой в юго-восточной Европе посевы озимой пшеницы оказались незащищенными от суровых морозов. Понесенные убытки стали главной причиной повышения цен на хлебные злаки и пищевые продукты во всем мире. Отсутствие снежного покрова увеличило обезвоживание посевов и оставило их без защиты от ветровой эрозии.

Опустошение, производимое в сельской местности снежными бурями, лишь частично характеризуется тем ущербом, о котором говорилось выше. Как домашние, так и дикие животные часто гибнут от удушья, голода или отсутствия защиты от ветра и снега. В 1967 г. в южной Альберте во время бурана выпало 150—200 см осадков. Весенний сев запоздал на месяц, что поставило под угрозу урожай специальных культур, возделывание которых должно следовать точному графику. В отрезанные снегом районы приходилось доставлять по воздуху сено, чтобы предотвратить массовый падеж скота и диких животных от голода [49]. После жестоких снежных бурь скот ослабевал настолько, что коровы часто становились бесплодными. Таяние обильного или поздно выпавшего снега может привести к сильным паводкам и к эрозии почвы, а о величине общего ущерба в этом случае можно только догадываться. В апреле 1976 г. в горах Блэк-Хилс, Южная Дакота, снежной бурей были повреждены хвойные деревья на площади более 250 тыс. га. Толщина слоя влажного снега достигала 75 см. Оседая на кронах деревьев, снег ломал стволы диаметром 10—15 см [62].

Простой электрических станций из-за снежных бурь в сельской местности — обычное дело, а ремонтировать их, как правило, довольно сложно. На юго-западе Саскачевана в течение 12 ч выпало 60 см мокрого снега, в результате чего вышло из строя 113 км линий электропередачи, так как на проводахросло до 15 см снега, а под влиянием ветра возникла сильная вибрация. Выпавший снег крайне затруднил доставку ремонтных бригад к поваленным линиям, и ремонт занял от 5 до 6 дней, что обошлось в 205 тыс. долларов [21]. Убытки потребителей, по-видимому, превышают стоимость ремонта.

Строительство

Расчет снеговой нагрузки на здания и поддержание оптимальных подходов к ним все еще являются главными задачами при проектировании сооружений и их размещении (см. главу 13). Наибольшее внимание уделяется проблеме обрушения крыш. В Вашингтоне, округ Колумбия, в 1922 г. после бурана, в течение которого выпал 71 см снега, рухнула крыша кинотеатра и погибло 100 зрителей [55]. Крыши многих зданий, расположенных в долине Фрейзер, Британская Колумбия, обвалились, когда в январе

1935 г. вслед за обильным снегопадом (17,5 см) пошел дождь. В 1977 г. в Новой Англии во многих домах обвалились крыши после бурана, в течение которого выпало 60 см снега. Строительные нормы и правила постоянно пересматриваются с тем, чтобы устранить такую опасность; при этом используются новые данные о значениях снеговой нагрузки и более совершенные методы строительства (см. главу 13). Главной проблемой остается проектирование комфортабельных, экономичных в смысле содержания зданий улучшенной архитектуры, сводящее к минимуму неудобства и убытки, связанные со снегом, а также затраты на расчистку. Учет данных о характере метелевого переноса также может уменьшить отрицательные последствия аккумуляции снега.

Снежный покров определяет глубину промерзания почвы (см. главы 2 и 3). Поэтому его следует учитывать там, где приходится заглублять трубопроводы ниже уровня промерзания или проводить вскрышные работы.

Транспорт

Передвижение во время снежной бури или сразу после нее представляет серьезную проблему. Оказание неотложной помощи и расчистка снега для поддержания коммуникаций и деятельности основных служб — задачи первостепенной важности во время большинства крупных бурь. Выпавший снег не должен создавать чрезмерных неудобств для общества. Поэтому задача состоит в том, чтобы еще до начала снегопадов рационально разместить снегоочистительную технику и покрыть солью проезжую часть улиц (см. главы 14, 15, 17 и 18). Во время обильных снегопадов зоны автостоянок должны находиться под контролем — это обеспечивает эффективность снегоочистки. Такие мероприятия обходятся дорого, причем их стоимость быстро увеличивается, так как растут стоимость перевозок, цены на электроэнергию [61].

Поддержание нормального функционирования северного города в течение всей зимы — вот главная задача всех мероприятий по борьбе с отрицательным воздействием снега (см. главы 14 и 18). Бремнер [18] описывает, как это делается в Торонто. Подготовительные мероприятия включают в себя очистку и ремонт самосвалов и оборудования, подготовку соли, приведение в порядок объездов, составление прогнозов погоды, консультации, а также подготовку рабочей силы еще до начала зимы. В Торонто борются со льдом и маломощным (менее 10 см) снежным покровом при помощи машин-солеуносоителей, снабженных плужными снегоочистителями. Получив предупреждение заранее, они загружаются и направляются в нужные места. Машин-солеуносоителей должны двигаться со скоростью по крайней мере 7 м/с (в часы пик эффективная расчистка невозможна); большая часть снега уда-

ляется плугом, что позволяет экономично расходовать соль. В большинстве городов при наличии прогноза о потеплении ожидают, когда снег сойдет естественным путем.

Свежий снег толщиной более 10 см приходится разгребать и собирать в валы. Снежные валы удаляются в первую очередь с дорог, имеющих особую важность; снег вывозится на свалки. После обильных снегопадов расчистка может продолжаться несколько дней и обойтись очень дорого; например, в Торонто в течение зимнего сезона 1975-76 г. расчистка после пяти снегопадов обошлась в 34 % годового бюджета, выделяемого на борьбу со снегом. При этом 18 % годового бюджета было истрачено на расчистку тротуаров, а 48 % ушло на другие нужды — очистку, разбрасывание соли, защиту от снега и т. п.

В 1976-77 г. поддержание в рабочем состоянии сотен километров автомобильных дорог в Торонто потребовало свыше 33 600 т каменной соли. Нормы потребления соли соответствуют типичным зимним условиям и обычно этой соли как раз достаточно, чтобы разрушить связь снега и льда с дорожным покрытием.

Общее количество убираемого снега варьирует из года в год. Например, в Торонто эта цифра менялась от 9329 т в 1974-75 г. до 473 956 т в 1968-69 г. Снег здесь сбрасывается в озеро Онтарио, в канализацию или на специально отведенную территорию. Эти и любые другие возможности должны быть оценены с технической, экономической и экологической точек зрения, прежде чем будет выбран наиболее приемлемый вариант. Использование земельных площадей как мест сбрасывания снега предпочтительно с экологической точки зрения; следует учитывать, что основными веществами, загрязняющими снег в городе, являются соль и свинец, однако анализы почвы на площадках, где сбрасывается снег, выявили также наличие других тяжелых металлов — железа и цинка [18]. Для того чтобы оценить межгодовые различия в снегоуборке, предприняты исследования климата за последние 60 лет.

Использование снега как природного ресурса

Снежный покров влияет на энергетический и водный баланс поверхности Земли, так что правильное регулирование его имеет большое значение для сельского хозяйства, экономики в целом и экологии. При выпадении снега на земную поверхность изменяется ее рельеф, текстура, подверженность эрозии и, что важнее всего, альбедо. Поверхность, покрытая сухим чистым снегом, отражает 80 % солнечной радиации. Для сравнения можно привести значения альбедо поверхностей, покрытых луговой и лесной растительностью, которые составляют соответственно 15—30 и 15—18 %. Таким образом, выпадение снега оказывает огромное влияние на

климат, фауну и флору, энергообмен между поверхностью Земли и атмосферой (см. главу 2).

Таяние снега служит причиной весенних половодий и обуславливает большую часть стока в горах. Талые воды переполняют водоемы и болота, инфильтруются в почву и восполняют запасы грунтовых вод (см. главу 9). В аридных районах они используются для увлажнения почв и создания запасов влаги для нужд сельского хозяйства. Естественное регулирование снежного покрова происходит вследствие ветрового переноса снега: снег удаляется с открытых мест и откладывается на защищенных участках (см. главы 5, 8 и 16). Мощный снежный покров обычно способствует получению хорошего урожая.

Большое социальное и экономическое значение в настоящее время приобрела индустрия зимнего отдыха (см. главы 19, 20). В 1970-71 г. канадцы совершили 7,4 млн. поездок в места занятий лыжным спортом и истратили около 287 млн. долларов на покупку лыжного инвентаря, а также на то, чтобы добраться до этих мест. Капиталовложения на сооружение горнолыжных комплексов составили 12 млн., а текущие расходы — около 60 млн. долларов (по данным Канадского департамента индустрии и торговли [25]). Сравнительно новой отраслью является производство и продажа снегоходов (см. главу 12). Снег служит основой для большинства видов зимнего отдыха. Количество снега и возможность его регулирования должны учитываться в первую очередь при планировании и размещении спортивных сооружений, а также при экономических операциях. Работы по созданию искусственного снежного покрова, начавшиеся в 1950 г., призваны удовлетворить потребность в стабилизации лыжной индустрии. В настоящее время большое значение имеют также работы, направленные на поддержание устойчивого снежного покрова, необходимого для самых различных целей.

ВЛИЯНИЕ СНЕГА НА РАСТИТЕЛЬНЫЙ И ЖИВОТНЫЙ МИР

Выпадающий, перенесенный ветром и перехваченный снег

Выпадающий снег, несомненно, оказывает огромное влияние на животных и растения. Форма деревьев и их размер могут в значительной степени зависеть от снеговых нагрузок (предполагается, что «рождественская ель» — форма многих северных хвойных пород деревьев — результат их адаптации к снегу) и от абразивного воздействия метелевого снега, которое задерживает рост деревьев. Абразивным воздействием объясняется наличие так на-

зываемых ветровых проплешин — участков на стволах деревьев, располагающихся выше снежного покрова, где ветви практически отсутствуют. В центральной части Лабрадора и Унгавы наблюдения за этими проплешинами позволили прогнозировать среднюю толщину снежного покрова до того, как были сделаны непосредственные измерения [47]. Размер, форма и пространственное распространение растительности в тундре существенно зависят от механического разрушения перевеваемым снегом. В связи с этим местные особенности рельефа, сводящие к минимуму этот процесс, благоприятны для растений. Карликовые формы некоторых тундровых растений, а также стелющиеся розеточные и кочкарные формы других видов служат примером адаптации, которая помогает растениям выжить в условиях интенсивной снеговой абразии.

Снег, перехватываемый деревьями, может откладываться различным образом, в частности, в виде прочных пластов с плотностью порядка 300 кг/м³. При устойчивых низких температурах снег может аккумулироваться на деревьях, создавая значительную нагрузку. При определенных условиях погоды и экспозиции снег на деревьях может полностью сублимироваться или сдуться, влияя таким образом на характер распределения снежного покрова.

Предположение об одном из аспектов биологической роли снега выдвинуто Приюттом [71]. Он писал, что снег служит «одним из агентов, инициирующим сукцессию лесной растительности». Ели особенно чувствительны к аккумуляции снега — их ветви и даже стволы ломаются под его тяжестью. В результате образуется небольшое отверстие в лесном пологом. Рост ветвей, открытых теперь для прямой солнечной радиации, усиливается, ствол отклоняется от вертикали и в результате создаются благоприятные условия для снегозадержания и последующего обрушения ветвей. Таким образом прогалина растет до тех пор, пока она не достигает таких размеров, что становится открытой для ветра и солнечной радиации — возникают условия, неблагоприятные для аккумуляции снега. Затем на прогалине появляются листовенные деревья — они вырастают и, в конечном счете, погибают. Впоследствии снова возобновляются хвойные породы и цикл повторяется.

Под действием снеговых нагрузок листовенные деревья изгибаются так, что их верхушки склоняются почти до земли и становятся источником пищи для животных, например для зайца-беляка. Во время малоснежных зим или зим с частыми оттепелями (когда аккумулируется мало снега или он отсутствует вовсе) зайцы вынуждены искать другие источники пищи — и часто безуспешно.

Снег влияет также на особенности питания птиц, так как глубокий, плотный снежный покров ограничивает возможности поиска пищи. Поведенческая адаптация в этом случае проявляется в том,

что птицы либо начинают искать корм на нижних ветвях деревьев, либо мигрируют в те области, где растения свободны от снега (например, на обдуваемые ветром холмы), даже несмотря на то, что виды растительности, условия экспозиции и другие факторы могут быть для них менее благоприятными [70].

Несмотря на биологическое и гидрологическое значение, эволюция снега, задерживаемого деревьями, его основные свойства и протекающие в нем процессы изучены еще недостаточно тщательно.

Снежный покров

Изменчивость снежного покрова

Для снежного покрова характерна пространственная изменчивость всех его свойств (толщины, плотности, температуры, твердости и т. п.) — это характерная особенность снежного покрова, которая коренным образом связана с условиями жизни в заснеженных районах. Причиной такой изменчивости служат макро-, мезо- и микромасштабные процессы, обусловленные особенностями крупномасштабной циркуляции, рельефа, растительного покрова и т. п.

В пределах одного климатического района снег из года в год аккумулируется определенным, характерным для конкретных ландшафтных условий образом. При этом растительный покров, контролируя пространственную изменчивость снежного покрова, в свою очередь сам реагирует на эту изменчивость. В качестве примера можно привести случай, когда снег падает на неровную свободную от снега поверхность с низкой редкой растительностью. Этот снег перераспределяется, заполняя впадины и откладываясь на подветренных участках, оставляя обнаженными открытые участки. При последующем снегопаде снег распределяется уже по более гладкой поверхности. Таким образом происходит сглаживание ландшафта до тех пор, пока снег не станет переноситься на огромные расстояния прежде, чем начнет аккумулироваться. Из сказанного можно сделать вывод о том, что характерный начальный порядок распределения снежного покрова и характерные изменения его во времени могут быть предсмотрены. При сходном характере выпадающих твердых осадков различия в рельефе, растительном покрове, метеорологических условиях обуславливают различия в характере распределения снежного покрова; влияние разных типов лесов на аккумуляцию снега хорошо известно (см. главу 5).

Часто вокруг стволов деревьев в снежном покрове образуются чашеобразные углубления, возникающие под влиянием ветра и солнечной радиации. Толщина снега постепенно увеличивается по

мере удаления от стволов, а за пределами кроны резко возрастает, что указывает на наличие вертикальных движений по периметру кроны. На движение воздуха вокруг дерева оказывают влияние процессы переноса, отложения и задержания снега. Изменчивость распределения снега в лесных районах играет существенную роль в жизни животных.

Временная изменчивость снежного покрова в значительной степени определяет его свойства, которые делают снег такой специфической частью окружающей среды в холодных районах. Механические изменения очень часто происходят в процессе отложения, а метаморфические процессы являются в основном результатом изменений температурного режима снежного покрова (см. главу 7).

При выяснении влияния снега на животный и растительный мир полезно рассматривать снежный покров как тип осадочной горной породы, состоящей из неконсолидированных слоев, сложенных твердым минералом (льдом). Осадочная порода характеризуется слоистостью (размером, формой и распределением зерен, формирующих ее слои), прочностью, пористостью, проницаемостью слоев и породы в целом и т. п. Однако когда скорость метаморфизма снежного покрова очень велика, лучше прибегнуть к аналогии снежного покрова не с горной породой, а с почвой, которая также характеризуется слоистостью, но содержит больше, чем порода, воды и воздуха и отличается высокой динамичностью. Почвы, как и снег, могут быть пористыми или плотными, твердыми или рыхлыми, четко слоистыми или однородными, мощными или маломощными. Некоторые из них благоприятны для существования растений, другие — нет, по некоторым из них крупные животные передвигаются легко, по другим — нет и т. п.

Придерживаясь аналогии с почвой, можно сказать, что снежный покров является как бы каркасом, состоящим из твердых частиц (льда) и окружающих пустот или пор разного размера. Размер, форма и пространственное размещение частиц влияют на размер и форму пор. Пory могут быть заполнены влажным воздухом или жидкой водой. Важным свойством как почвы, так и снежного покрова служит ее текстура. Горизонты, которые формируют почвенный разрез, в некотором смысле аналогичны слоям, слагающим толщу снежного покрова: снежный покров — это не просто смесь частиц льда, так же как почва — это не просто смесь твердых частиц. Снежный покров — это «часть атмосферы», включающая особое сочетание трех состояний воды и воздуха. В отношении жизни животных и растений большое значение имеет метаморфизм и быстрые изменения стратиграфии снежного покрова.

Воздействие на животных и растения

Пространственная и временная взаимосвязь растительности и снежного покрова хорошо видна на примере снежных заносов в тундре. Для растительности характерна не только тенденция

занимать наименее открытые места (западины), она также способствует ранней аккумуляции там снега, улучшая таким образом свою собственную экологическую нишу в окружающей среде. В середине зимы снежный покров изолирует растительность от внешней среды, что ограничивает энергопотери и защищает растения от высыхания, так как поры внутри снежного покрова насыщены влагой. В то же время устойчивый снежный покров может явиться причиной того, что потепление в субнивной зоне весной будет происходить замедленно. Растаяв, снежные заносы обеспечивают почву влагой и содержащимися в ней питательными веществами. Такое дополнительное питание имеет большое значение, так как вода в тундре часто лимитирует рост растений. Однако быстрое таяние и быстрый сток могут повредить растительным сообществам из-за сильной эрозии.

Изменчивость характера снежных заносов от места к месту и от года к году определяет некоторые различия в растительном покрове. Растительность у края снежных заносов защищена меньше, и весной снег здесь стаивает раньше. Это приводит к более продолжительному вегетационному периоду и более стабильному питанию в результате стока талых вод. В центральных частях заносов, где растительность зимой защищена лучше, вегетационный период более короткий и менее влажный. В тех местах, где снежные заносы образуются часто, растительность имеет специфический характер [10]; в центральных частях участков, где периодически возникают снежные заносы, отмечается развитие менее плодородных почв. В общем, число видов, густота растительного покрова и продуктивность растений уменьшаются в направлении центральной части заноса. Более низкая продуктивность растений в центре может быть отнесена на счет меньшего количества получаемой ими солнечной радиации и более короткого вегетационного периода, в течение которого растения получают меньше влаги и питательных веществ. В центральных частях площадей, где снежные заносы образуются постоянно, происходит естественный отбор растений и выживают те из них, которые приспособляются к жизни под постоянным снежным покровом и могут находиться под ним более года.

Вегетация многих растений начинается еще тогда, когда они покрыты полуметровой толщей снега. Некоторые метаморфические процессы приводят к росту снежных зерен (см. главу 7), вследствие чего улучшается светопроницаемость и возникают условия, благоприятные для развития процессов фотосинтеза на большей, чем это бывает обычно, глубине.

Таким образом, воздействие снежного покрова на растительность, изменение температурного режима почвы и окружающей среды, обеспечение их влагой и питательными веществами, а также сглаживание резких изменений метеорологических условий — существенно зависит от физических свойств снега. Напри-

мер, влияние снежного покрова на механизм энергообмена изменяется в процессе эволюции снежной толщи.

Толщина снежного покрова представляет собой одну из его основных характеристик, однако следует помнить о том, что условия в снежном покрове и под ним существенно зависят от термических, оптических и других свойств снега (см. главу 7). В случае снежных заносов безоговорочно принималось, что существует систематическая связь между толщиной снежного покрова и его свойствами, и что глубокий снег обеспечивает изоляцию растений от внешних воздействий. В общем, градиенты температуры в середине зимы резче, а метаморфизм, обусловленный градиентом температуры более четко выражен в неглубоком снежном покрове. Однако снежный покров одинаковой толщины, но находящийся на разных стадиях метаморфизма, может иметь различный температурный режим при одинаковых условиях погоды.

Даже свежеснеживший снег может обладать разными свойствами, так что при одной и той же толщине он оказывает на среду различное воздействие. Например, при выпадении 20 см снега, состоящего из монокристаллических ледяных игл, формируется плотный, прочный слой, который легко может выдержать вес животного, но является плохим термоизолятором. В то же время слой свежеснежившего снега толщиной 20 см из пушистых снежинок не выдерживает веса пешехода, однако служит эффективным термоизолятором вследствие высокой пористости и большого содержания воздуха. По мере уплотнения снежного покрова его толщина уменьшается, что приводит к увеличению теплопроводности снега, его прочности и т. п. Таким образом, влияние снежного покрова на растительность и почву можно определить должным образом, только учитывая природу и состояние снежного покрова в период между его образованием и исчезновением.

Другим примером, иллюстрирующим взаимосвязь снега и растений, является случай, когда растения произрастают на дорогах, по которым передвигается снегоходный транспорт (см. главу 12). В последние годы широкое внимание в Канаде привлекло воздействие следов снегоходов и автозимников на окружающую среду. При строительстве автозимников снег искусственно уплотняется с тем, чтобы получился прочный плотный слой, который выдерживал бы транспортные средства. В результате увеличивается теплопроводность снега и уменьшается его воздухопроницаемость — взаимосвязь воздушных полостей в снежном покрове прекращается, когда плотность достигает 600 кг/м^3 . Плотность снега в колее снегохода редко превышает 500 кг/м^3 ; максимального значения она достигает после нескольких проходов транспортного средства. При строительстве автозимников плотность порядка 600 кг/м^3 создается путем уплотнения выпадающего снега. Мазык [59] обнаружил, что изменения плотности и связанные с этим процессы приводят к увеличению теплопроводности снега примерно в 12 раз,

что в свою очередь обуславливает понижение температуры почвы. Корни многолетних растений при этом замерзают, и растения погибают либо от высыхания, либо от вспучивания почвы (см. главу 3). В работе [59] также приводятся данные о том, что температура почвы под колеей снегохода понижается до точки замерзания на шесть недель раньше, чем под нетронутым снежным покровом. Уменьшение пористости, воздухопроницаемости, снижение активности газообмена с подстилающими почвами отрицательно влияет на деятельность бактерий, которая важна для круговорота питательных веществ и формирования гумуса. Мазык [59] отмечает также, что при уплотнении снежного покрова в результате движения снегоходного транспорта количество бактерий уменьшилось в 100 раз.

Весной почва под колеей получает тепло позже, что, в частности, обусловлено более высоким альбедо обледеневшей колеи. Поскольку автозимники и дороги для снегоходов часто прокладывают по местам, закрытым от прямой солнечной радиации, с целью уменьшения влияния зимних оттепелей, они стаивают позже, чем окружающий снежный покров, так что вегетационный период растений под ними укорачивается. Диапазон влияния снегоходного транспорта на вегетацию растений весьма широк. Адам и Эрнандес [2, 3] обнаружили, что после того, как лед и снег на дорогах исчез, доля живого растительного покрова значительно снизилась, рассада лиственницы и ели погибла, а множество диких побегов и кустарников были либо повреждены, либо находились в угнетенном состоянии.

Природа снега такова, что даже единственный проход снегохода достаточен для изменения физического состояния почвенных и снежных слоев, а это в свою очередь приводит к изменению среды обитания для множества мелких животных.

Жизнь животных зимой в основном протекает в снежном покрове, а не над ним. Распространение мерзлых грунтов под снегом, воздействие весеннего половодья, влияние теплоизолирующих свойств снежного покрова — все это приводит к тому, что наиболее благоприятные условия для жизни создаются между поверхностью земли и поверхностью снежного покрова. Многие гнезда и дорожки, следы которых остаются после стаивания снежного покрова, были построены и проложены не по земле, а на некотором расстоянии над ней.

Субнивальные млекопитающие пользуются снежным покровом как средой обитания примерно так же (а возможно, и более всесторонне), как северный олень или серая куропатка, которые используют его как временное убежище, или как полярный медведь, который устраивает в нем берлогу для зимней спячки, или как определенные виды белок, также впадающих в зимнюю спячку. Многие организмы и растения, включая водоросли, мхи, бактерии и насекомые, могут жить и размножаться внутри снежного по-

крова, некоторые существуют только в снегу. Хотя не принято рассматривать замерзшую воду в качестве субстрата жизни, пресноводный и особенно морской лед обеспечивают создание значительных экологических ниш в специфических окружающих средах [29, 63]. Даунз [27, 28] представил несколько интересных примеров обитания в снегу насекомых, которые используют снег несколько иначе, чем млекопитающие.

Субнивальная среда

Внутри ненарушенного, нетающего снежного покрова температура и влажность, как правило, относительно высоки и стабильны. Однако когда снег уплотняется, обитающие под ним животные могут оказаться в стрессовой ситуации, возникающей вследствие падения температуры, быстрого изменения градиента температуры и ограничения газообмена. Плотность снега под колеем легких и тяжелых снегоходов может варьировать от 390 до 490 кг/м³ — это более чем достаточно, для того чтобы животные не могли передвигаться под снегом. Шмид [76] отмечал, что мышам, землеройкам и полевым часто приходится пересекать следы снегоходов. Как только эти животные оказываются на поверхности снежного покрова, они становятся легкой добычей хищников. В то же время плотная поверхность автозимников и колее снегоходов позволяет лисам, оленям и другим млекопитающим легко передвигаться в поисках пищи.

Воздействие снегоходных транспортных средств на толщину снежного покрова является лишь частным примером уменьшения его мощности, обусловленного в данном случае внешним давлением. Снег также уплотняется сам по себе, в том числе при сходе снежных лавин, падении снега с деревьев или перевевании снега во время метели.

Многие наблюдения, проведенные в процессе изучения влияния снежного покрова на растения, применимы также и к животным, которые живут под снегом. Они обитают в той же среде, что и растения, при том же температурном и световом режиме, дышат тем же воздухом, имеющимся в пространстве между твердыми частицами, на них также оказывает воздействие уплотнение снега. Как и на растения, на животных оказывают влияние продолжительность залегания снежного покрова, особенности его стратиграфических свойств (толщина, плотность, размер и форма зерен, слоистость, температура), физические свойства (теплопроводность, прочность, несущая способность, свето-, воздухо- и водопроницаемость в течение зимы), а также процесс снеготаяния и талый снеговой сток.

Идеальной была бы возможность рассматривать взаимосвязь между снегом и мелкими животными для отдельного животного, его сообщества, его вида для периодов от часов (суточный цикл)

до сотен тысяч или миллионов лет, необходимых для эволюции адаптационных механизмов. Идеальной также была бы возможность проанализировать взаимосвязи в пределах всей экосистемы, частью которой являются млекопитающие.

Роль снега в жизни мелких млекопитающих предоставляет нам хороший пример того, как трудно бывает кратко обобщить весь материал, касающийся роли снега в окружающей среде в целом. Снежный покров часто называют «одеялом», сохраняющим тепло и создающим условия для жизни под ним. В общем, снежный покров толщиной около 15 см достаточен для того, чтобы мелкие животные могли выкопать в нем свои норы. Заметные температурные различия между относительно теплой поверхностью земли и холодным воздухом и связанные с этим градиенты давления водяного пара в снежном покрове способствуют развитию глубинной изморози (см. главы 7 и 19) в подошве снежной толщи, что облегчает создание сети туннелей и циркуляцию воздуха. При данной разности температур этот градиент будет самым большим там, где снежный покров тоньше всего, т. е. там, где условия менее всего благоприятны для жизни (в основном из-за низких температур). В начале зимы снег может аккумулироваться в высокой траве, которая также способствует возникновению глубинной изморози, создавая рыхлый, аэрированный горизонт у подошвы снежного покрова. После установления снежного покрова возможны различные пути его стратиграфической эволюции. Если развиваются ледяные прослойки или корки, мелкие млекопитающие могут использовать их как дорожки внутри снежного покрова и на его поверхности, попадая туда через вертикальные каналы близ стеблей высоких растений. Через такие каналы осуществляется вентиляция норок воздухом, что предотвращает чрезмерное накопление в них CO_2 .

Внутри снежного покрова, хотя температура воздуха может быть значительно ниже точки замерзания, мелкие животные обитают в относительно теплой, защищенной среде, используя для дыхания чистый, хотя и насыщенный влагой воздух. Они питаются за счет запасов, подготовленных заранее, осенью, или находят себе пищу под снегом. В подобной среде мыши, полевки, лемминги и землеройки ведут в течение зимы чрезвычайно активный образ жизни и могут свободно размножаться в отличие от других животных, находящихся в состоянии зимней спячки. Установлено, что мех таких животных, включая кунных, служит менее эффективным теплоизолятором по сравнению с мехом некоторых тропических животных [31]. До некоторой степени снежный покров защищает таких животных от их врагов, однако ряд хищников, таких, например, как представители семейства кунных, ведут под снегом такой же активный образ жизни, причем, по-видимому, зимой они прилагают меньше усилий для того, чтобы выжить, чем летом.

Поскольку толщина, плотность и связанные с ними свойства снежного покрова значительно меняются от места к месту и даже на очень небольшом расстоянии, эффективность его как среды для устойчивых хорошо вентилируемых теплых туннелей и гнезд различна. Хотя лесной снежный покров в общем воспринимается как относительно глубокий, мягкий и рыхлый (в сравнении, например, с луговым) он характеризуется существенной мелкомасштабной пространственной изменчивостью, сильно влияющей на образ жизни мелких млекопитающих. Поскольку мелким животным для того, чтобы выжить, снежный покров необходим как теплоизолирующий слой, они избегают холодных участков с тонким снежным покровом, а также свободных от снега пространств и сосредотачиваются в заносах и сугробах. Напротив, более крупные животные, которые живут на снегу, находят себе убежище в снежных пещерах под деревьями.

Эволюция снежного покрова во времени также значительно влияет на условия обитания в нем животных. Периоды в начале зимы, когда постоянный снежный покров еще формируется, и в конце зимы, когда снег тает, особенно важны, однако критическое значение имеют периоды с резкими, неожиданными изменениями в снежном покрове. Продолжительный бесснежный период с момента перехода температуры через 0°C до формирования постоянного снежного покрова может серьезно истощить популяцию мелких млекопитающих и, кроме того, явиться причиной установления более низкой, чем обычно, температуры под снегом в течение всей зимы. В результате позднего снеготаяния весной повышение температуры среды, в которой обитают мелкие млекопитающие, замедляется, а эффективность снежного покрова и их меха как теплоизоляторов в это время резко снижается. При запаздывании снеготаяния ограничивается рост ранних растений, которые могут быть крайне необходимым источником пищи для животных в конце зимы. Сток, особенно там, где грунт мерзлый, может изменить среду обитания настолько, что животные, обитавшие внутри снежного покрова, на его поверхности, а также на земле, не смогут выжить; например, хотя полевая мышь умеет плавать, она не может выжить в холодных сырых условиях в течение долгого времени.

Внезапная дефляция снежного покрова в середине зимы вследствие изменения погодных условий (например, появление чинука¹) может привести к обнажению ранее хорошо защищенных растений, животных и почвы, в результате чего они будут подвергнуты губительному воздействию низких температур.

¹ Теплый, сухой ветер, спускающийся с восточных склонов Скалистых гор и обуславливающий быстрое повышение температуры воздуха.

Супранивальная среда

Для тех животных, которые не мигрируют из заснеженных районов, снежный покров создает трудности в отношении передвижения, питания и защиты от хищников. Классической работой по этим и другим аспектам снежной биологии является работа А. Н. Формозова [1]. Он подразделил животных нивальных областей на хионофилов (хорошо приспособляющиеся к снегу), хионофоров (более или менее приспособляющиеся к снегу) и хионофобов (плохо приспособляющиеся к снегу).

Для того чтобы перемещаться в покрытых снегом районах, животное должно либо пробираться сквозь снежный покров, либо передвигаться по нему, поэтому большое значение имеют толщина и несущая способность снега. Келсалл [52], анализируя ареалы лося и белохвостого оленя в Нью-Брансуике, сделал вывод о том, что более рослые лоси обитают на территориях с более глубоким снежным покровом. Передвижение в снегу, глубина которого превышает высоту груди животного, отнимает у него огромное количество сил. Миграции росомахи, оленя вапити, волка, мускусного быка и серны из районов с более мощным снежным покровом в районы, где снежный покров тоньше, в пределах заснеженных областей хорошо известны [1]. Кроме толщины снежного покрова, на передвижение животных влияет также несущая способность снега: в более плотном, прочном снегу животное проваливается не так глубоко, а снежный покров с ледяной коркой или достаточно прочным настом может выдерживать вес животного. По Формозову, хионофилы — это, как правило, животные с крупными (относительно массы тела) конечностями, так что их удельное давление на снег много меньше, чем давление хионофобов с той же массой. Многие хионофоры также оказывают небольшое давление на снежный покров.

Примером поведенческой адаптации к снегу, много раз приводившимся и обсуждавшимся в литературе, являются снегоступы зайца. Это животное обладает крупными (для размеров его туловища) конечностями, которые зимой покрываются жесткими щетинками, увеличивающими их площадь и уменьшающими удельное давление на снег. Заяц передвигается за один прыжок на 4 фута (1,2 м): такой способ позволяет ему более эффективно использовать свои крупные конечности. Формозов [1] приводит данные о том, что 3—4-килограммовый заяц оказывает давление всего в 1,15 кПа, которое может выдерживать снежный покров с плотностью около 180 кг/м³. Даже слабый наст может выдержать такое давление. Из птиц, которые могут передвигаться почти по любому снежному покрову, следует упомянуть тундровую куропатку (также хионофил). Давление на снег снегоступообразных лап этой птицы составляет около 1,4 кПа — много меньше, чем

давление лап серой куропатки (хионофоб), которое равняется 4,02 кПа.

Животные, у которых отношение площади стопы к массе туловища мало, плохо приспособляются к передвижению по снегу. Ряд мелких представителей семейства кошачьих, олени, некоторые виды птиц попадают в категорию хионофобов. Если снежный покров довольно глубокий, эти животные могут передвигаться по нему, только если наст или ледяная корка выдерживают их вес, либо плотность снега достаточна, чтобы животные не проваливались глубоко. Американский лось (хионофор) и олень карибу (хионофил) частично приспособлены к передвижению в заснеженных районах, так как имеют сравнительно широкие копыта и могут их слегка расширять, производя давление около 60 и 35 кПа соответственно [53] — меньше несущей способности корок. Длинные ноги животного могут компенсировать неудобства, создаваемые высоким давлением.

Ясно, что плотность и прочность снега (наличие наста или ледяных слоев) в значительной мере сглаживают влияние толщины снега на проходимость в районах, покрытых снегом. Олень или лось, который при толщине снега 40 см и плотности 100—190 кг/м³ проваливается на 35 см, в 44-сантиметровом снежном покрове с плотностью 490 кг/м³ проваливается лишь на 21 см [53]. Прочный наст может выдержать даже крупных животных, у которых отношение площади стопы к массе тела мало. Однако, если животные проламывают наст или ледяную корку, они с трудом могут вытащить ноги или даже повреждают их. Трудности передвижения делают их беззащитными перед хищниками, поскольку те же самые условия весьма благоприятны для последних — как для хионофилов, так и для хионофоров, таких, например, как волк.

Важной целью передвижения животных являются поиски пищи. Животные, нагрузку которых снежный покров выдерживает, могут щипать молодые побеги деревьев, которые прогибаются книзу под влиянием снеговой нагрузки. Однако глубокий снег (который затрудняет передвижение) создает трудности в поисках пищи для животных, обитающих на нем. Эти животные приспособляются, мигрируя и доставая пищу из-под снега. Например, карибу достают из-под снега мох, лишайник, ветки деревьев. Мускусный бык не способен прокормиться в глубоком снегу, и поэтому зимой он обитает только на защищенных от ветра участках, где находит корм «второго разбора». Представители кошачьих плохо приспособлены для выкапывания корма из-под глубокого или твердого снега, так как их втягивающиеся когти для этого не годятся.

Приютт [69] подчеркивал, что возможность передвижения оленей карибу зимой определяется твердостью самых плотных слоев снежного покрова; она явно зависит от структурных изменений снега, особенно в нижнем, припочвенном горизонте. Олени из-

бегают областей с глубоким слоистым снегом, предпочитая места с неглубоким однородным снежным покровом. Мускусные быки также страдают от того, что их кормовые запасы покрыты ледяной коркой или твердым настом.

Поскольку снег со временем уплотняется, старый снег лучше держит передвигающегося, чем свежий. Однако внезапные изменения условий передвижения могут быть вызваны новыми снегопадами, изменениями температуры снежного покрова и его несущей способности, сопровождающимися метаморфическими процессами. Таким образом, животные, обитающие в определенном районе, должны адаптироваться как к пространственной, так и ко временной изменчивости снежного покрова. В качестве примера можно привести влияние запаздывания схода снежного покрова на популяции птиц, в частности, на мигрирующих птиц, прилетающих в заснеженные районы в период гнездования. Так, голубые атлантические гуси на острове Байлот (Северо-Западные Территории) не могут спариваться, если снег лежит две недели или более после их прилета [44, 54].

Плотность снега и его прочность возрастают, когда он перемещается или подвергается давлению. Животные, которые передвигаются по заснеженным пространствам гуськом или используют тропы, проложенные прошедшими ранее животными, находятся в лучшем положении, так как движутся по уплотненному снегу.

В районах, покрытых снегом, выживают те животные, которые расходуют меньше энергии для поисков пищи, ее добычи и сохранения тепла, чем получают ее в результате питания, и поддерживают этот положительный баланс в течение долгого времени. Сочетание условий, обуславливающих неудобства и преимущества передвижения и добывания корма в снегу, определяют степень выживания зимой и размножения весной. Ряд попыток разработать «индекс выживания» описан в литературе; так, например, в работе [86] объединены степень «снежной опасности» и «индекс холодного воздуха».

По приведенной выше классификации животных А. Н. Формозова [1], виды всех трех классов являются обычными обитателями заснеженных территорий. Литература также переполнена примерами высокой смертности среди хионофилов. Основным типом адаптации животных к снегу, по-видимому, должна быть поведенческая, а не физиологическая или морфологическая, так что, если животное по каким-то причинам не способно реагировать на изменения, происходящие в снежной среде, оно становится уязвимым. Это отражает точку зрения Маккея [60], который считает, что флора и фауна севера могут рассматриваться только как маргинально приспособившиеся к условиям обитания.

Благодарности

Поскольку настоящая глава, посвященная животным и растениям, носит характер литературного обзора, я выношу глубокую признательность всем авторам опубликованных исследований биологии снега и льда. Среди канадских исследователей особую благодарность я хочу выразить Банфилду, Блиссу, Келсаллу, Прюитту и Савилу. Хотелось бы особо выделить пионерскую работу Прюитта. Я благодарен миссис М. Вайзер, работавшей ранее в Университете Саскачевана и некоторым моим студентам, в особенности Джонсону и Кингу, за помощь при написании этой главы. Особенно я благодарен Кэти Аутбридж за ее трогательную поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Формозов А. Н. Снежный покров как интегральный фактор окружающей среды и его влияние на экологию млекопитающих и птиц. Моск. общ-во испытателей природы. Материалы по фауне и флоре СССР, секция зоологии, новая серия, т. 5, 1946, с. 1—152.
2. Adam K. M. and H. Hernandez. 1977. Snow and ice roads: ability to support traffic and effects on vegetation. *Arctic*, Vol. 30, pp. 13—27.
3. Adam K. M. (ed.). 1978. Building and operating winter roads in Canada and Alaska, north of 60. *Environ. Studies* No. 4, Dept. Indian North. Affairs, Ottawa, Ont.
4. Adams W. P. 1976a. Diversity of lake cover and its implications. *Musk-Ox*, Vol. 18, pp. 86—98.
5. Adams W. P. 1976b. Areal differentiation of snowcover in east central Ontario. *Water Resour. Res.*, Vol. 12, pp. 1226—1234.
6. Babin G. 1975. Blizzard of 1975 in Western Canada. *Weatherwise*, Vol. 28, pp. 70—75.
7. Banfield A. W. R. 1952. The barren-ground caribou. *Minist. Nat. Resour. and Can. Wildlife Serv.*, Ottawa, Ont.
8. Banfield A. W. R. 1974. The mammals of Canada. *Univ. of Toronto Press*, Toronto, Ont.
9. Bardin D. J. 1977. Statement of "Hearings before the Subcommittee on Science, Technology and Space of the Committee on Commerce, Sci. and Transp., United States Senate Ninety-fifth Congress", Serial No. 05-33, Washington, D. C.
10. Billings W. E. and L. C. Bliss. 1959. An alpine snowbank environment and its effect on vegetation, plant development and productivity. *Ecology*, Vol. 40, pp. 388—397.
11. Bird J. B. 1974. Geomorphic process in the Arctic. In *Arctic and Alpine Environments* (J. D. Ives and R. G. Barry, eds.), Methuen, London, pp. 703—720.
12. Bliss L. C. 1962. Adaptation of arctic and alpine plants to environmental conditions. *Arctic*, Vol. 15, pp. 117—144.
13. Bliss L. C. et al. 1973. Arctic tundra ecosystems. *Annu. Rev. Ecol. Systematics*, Vol. 4, pp. 359—399.
14. Bliss L. C. 1975a. Devon Island, Canada. Structure and Function of Tundra Ecosystems (T. Rosswell and O. W. Heal, eds.), *Ecol. Bull. (Stockholm)*, Vol. 20, pp. 17—60.
15. Bliss L. C. (ed.). 1975b. Plant and surface response to environmental conditions in the western high arctic. ALUR 74-75-73, *Arct. Land Use Res. Progr.*, Dept. Indian Affairs North Dev., Ottawa, Ont.
16. Bliss L. C. 1975c. Tundra grasslands, herblands and the role of herbivores. *Geosci. and Man*, Vol. X, pp. 51—79.
17. Bliss L. C. (ed.). 1977. Truelove Lowland, Devon Island, Canada: A High Arctic Ecosystems, *Univ. of Alberta Press*, Edmonton, Alta.
18. Bremner R. M. 1977. Report of City of Toronto Winter Services. *Dept. Public Works*, Toronto, Ont.

19. Connor W. C., Crawford K. C. and Hill E. L. 1973. Snow forecasting in the South: occasional blizzards over the southern plains to rare Gulf Coast snows. *Weatherwise*, Vol. 26, pp. 244—249.
20. Cooke W. B. 1955. Subalpine fungi and snowbanks. *Ecology*, Vol. 36, pp. 24—130.
21. Cooper R. E. 1974. Report on wet snowstorms of May 1974 in southwest Saskatchewan. Unpubl. Rep., Sask. Power Corp., Regina, Sask.
22. Corbet P. S. 1972. The microclimate of arctic plants and animals on land and freshwater. *Acta Arctica*, Vol. 18.
23. Danks H. V. 1971. Overwintering of some north temperature and arctic Chironomidae I. *Can. Entomol.*, Vol. 96, pp. 279—307.
24. Deffontaines P. 1957. L'homme et l'hiver au Canada. *Geogr. Humaine* 27, Presses Univ. Laval, Ste-Foy, P. Q.
25. Department of Industry, Trade and Commerce. 1972. The Canada Tourism Facts Book, 1972. Dept. Ind. Trade Commer., Ottawa, Ont.
26. Dewey K. F. 1977. Lake-effect snowstorms and record breaking 1976—77 snowfall to the lee of Lake Erie and Ontario. *Weatherwise*, Vol. 30, pp. 228—231.
27. Downes J. A. 1962. What is an arctic insect? *Can. Entomol.*, Vol. 94, pp. 143—162.
28. Downes J. A. 1965. Adaptations of insects in the arctic. *Annu. Rev. Entomol.*, Vol. 10, pp. 257—274.
29. Dunbar M. J. (ed.). 1977. Polar oceans. *Proc. Polar Oceans Conf.*, McGill 1974. Arct. Inst. North Am., Calgary Alta.
30. Everdun L. N. and W. A. Fuller. 1972. Light alteration caused by snow and its importance to subnivean rodents. *Can. J. Zool.*, Vol. 50, pp. 1023—1032.
31. Folk G. E. Jr. 1944. Textbook of Experimental Physiology. Len and Febiger, Philadelphia, Penn.
32. Farmer P. J. 1973. The winter Driver. *Proc. First Nat. Conf. Snow and Ice Control, Roads Transp. Assoc. Can.*, Ottawa, Ont., pp. 8—15.
33. French H. M. 1976. The Periglacial Environment. Longman, Canada, Don Mills, Ont.
34. Fritsch F. E. 1977. The Structure and Reproduction of Aglae, Vol. 1. Cambridge Press, Cambridge, Mass.
35. Fuller W. A., A. M. Martell, R. F. C. Smith and S. W. Speller. 1975. High arctic lemmings (*Dicrostonyx groenlandicus*), I: Natural history observations. *The Can. Field-Naturalist*, Vol. 89, pp. 223—233.
36. Fuller W. A., A. M. Martell, R. F. C. Smith and S. W. Speller. 1975. High arctic lemmings (*Dicrostonyx groenlandicus*), II: Demography. *Can. J. Zool.*, Vol. 53, pp. 867—878.
37. Geiger R. 1961. Das Klima der Bodennahen Luftschicht (The climate near the ground). (English Transl. by Scripta Technica Inc., Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1966.)
38. Gill D., J. Root and L. D. Cordes. 1973. Destruction of Boreal stands by snow loading: its implication to plant succession and the creating of wildlife habitat. In *Kootenay Collection of Res. Studies in Geography*, British Columbia Geogr. Ser. No. 18, Occas., Pap. in Geogr. 1, pp. 55—70.
39. Granberg H. B. 1979. Snow accumulation and roughness changes through winter at a forest-tundra site near Schefferville, Quebec. *Proc. Modeling Snow Cover Runoff* (Colbeck S. C. and M. Ray, eds.), US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H., pp. 83—92.
40. Gray D. R. 1972. Winter research on the musk-ox (*Ovibos moschatus wardi*) on Bathurst Island, 1970—71. *Arct. Circ.* No. 21, pp. 158—163.
41. Haugen A. O. (ed.). 1971. *Proc. of the Symp. on Snow and Ice in Relation to Wildlife and Recreation*. Iowa State Univ. Press, Ames.
42. Hawkins L. M. E. 1973. Snow removal and ice control at Canadian international airports. *Proc. First Nat. Conf. on Snow and Ice Control, Roads Transp. Assoc. Can.*, Ottawa, Ont., pp. 166—173.

43. Henshaw J. 1968. The activities of the winter caribou in northwestern Alaska in relation to weather and snow conditions. *Int. J. Biometeorol.*, Vol. 12, pp. 21—27.
44. Heyland J. D. 1975. Monitoring nesting success of greater snow geese by means of satellite imagery. *Third Can. Symp. on Remote Sensing* (G. E. Thompson, ed.), Can. Aeronaut. Space Inst., Ottawa, Ont.
45. Hoham R. W. 1975. The life and history and ecology of the snow alga *Chloromonas pichinchae* (Chlorophyta, Volvocales). *Phycologia*, Vol. 14, pp. 213—226.
46. Hoham R. W. and J. E. Mullet. 1977. The life history and ecology of the snow alga *Chloromonas cryophila* sp. nov. (Chlorophyta, Volvocales). *Phycologia*, Vol. 16, pp. 53—68.
47. Hustich I. 1954. On forests and tree-growth in the Knob Lake area, Quebec — Labrador peninsula. *Acta Geographica*, Vol. XIII, pp. 1—60.
48. Ives J. D. and R. G. Barry (eds.). 1974. *Arctic and Alpine Environments*. Methuen, London.
49. Jans B. and E. L. Treffry. 1968. Southern Alberta's paralyzing snowstorms in April 1967. *Weatherwise*, Vol. 21, pp. 70—76.
50. Kalff J. and H. E. Welch. 1974. Phytoplankton production in Char Lake, a natural polar lake, and in Meretta Lake, a polluted polar lake, Cornwalls Island, Northwest Territories. *J. Fish. Res. Board Can.*, Vol. 31, pp. 621—636.
51. Kelsall J. P. 1968. The migratory barren-ground caribou of Canada. *Can. Wild. Serv.*, Queens Printer, Ottawa, Ont.
52. Kelsall J. P. 1969. Structural adaptations of moose and deer for snow. *J. Mammal.*, Vol. 5, pp. 302—310.
53. Kelsall J. P. and W. Prescott. 1971. Moose and deer behaviour in snow in Fundy National Park, New Brunswick, Rep. Ser. No. 15, *Can. Wild. Serv.*, Ottawa, Ont.
54. Kerbes R. H. 1975. The nesting population of lesser snow geese in the eastern Canadian arctic: a photographic inventory of June 1973. Rep. Ser. No. 35, *Can. Wild. Serv.*, Ottawa, Ont.
55. Ludlum D. M. 1962. Extremes of snowfall in the United States. *Weatherwise*, Vol. 15, pp. 246—262, 278.
56. MacLean S. F., Jr. 1975. Ecological adaptations of tundra invertebrates. In *Physiological Adaptation to the Environment* (F. J. Vernberg, ed.), *Proc. Symp. held at the 1973 Meet. Am. Inst. Biol. Sci.*, Intext Educational Publishers, New York, N. Y., pp. 269—300.
57. MacLean S. F., B. M. Fitzgerald and F. A. Pitkelka. 1974. Population cycles in arctic lemmings: winter reproduction and predation by weasels. *Arct. Alp. Res.*, Vol. 6, pp. 1—12.
58. Mansfield A. W. 1975. Marine ecology in arctic Canada. *Proc. Circumpolar Conf. North. Ecol.*, Nat. Res. Council Can., Ottawa, Ont., pp. 11.27—47.
59. Masyk W. J. 1973. The snowmobile: a recreational technology in Banff National Park. *Environ. Impact and Decision Making*, Univ. Calgary, Calgary, Alta.
60. McKay G. A. 1970. Climate: a critical factor in the tundra. *Trans. R. Soc. Can.*, Ser. IV, Vol. 8, pp. 405—412.
61. McKay G. A. and T. Allsopp. 1980. The role of climate in affecting energy demand/supply. *Proc. Int. Workshop on Energy/Climate Interactions* (W. Beck, J. Pankrath and J. Williams, eds.), Münster, Germany, 3—7 March, 1980, D. Reidel Publishing Co., Boston, pp. 53—72.
62. Miller J. R. and D. K. Halligan. 1979. Record snowfall, April, 1976. *Weatherwise*, Vol. 32, pp. 123—125.
63. Mohr J. L. and J. L. Tibbs. 1963. Ecology of ice substrates, with discussion by N. J. Wilimovsky. *Proc. Arct. Basin Symp. AINA*, pp. 245—252.
64. Nelson J. W. 1975. Avalanche. *Proc. First Nat. Conf. on Snow and Ice Control, Roads Transp. Assoc. Can.*, Ottawa, Ont., pp. 45—56.
65. Peck J. M. 1971. Moose-snow relationships in northwestern Minnesota. In *Proc. Symp. on Snow and Ice in Relation to Wildlife and Recreation* (A. O. Haugen, ed.), Iowa State Univ. Press, Ames, pp. 39—45.

66. Peterson N. M. 1978. Ecology of the Canadian Arctic Archipelago: Selected References, Volume 5 (with cumulative index for volumes 1 to 5), North of 60. Dept. Indian North. Affairs, Ottawa, Ont.
67. Pruitt W. O. Jr. 1957. Observations on the bioclimate of some taiga mammals. Arctic, Vol. 10, pp. 131—138.
68. Pruitt W. O. Jr. 1958. Quali: a taiga snow formation of ecological importance. Ecology, Vol. 39, pp. 169—172.
69. Pruitt W. O. Jr. 1959. Snow as a factor in the winter ecology of the barren-ground caribou (*Rangifer Arcticus*). Arctic, Vol. 12, pp. 159—180.
70. Pruitt W. O. Jr. 1960. Animals in the snow. Sci Am., Vol. 202, pp. 60—68.
71. Pruitt W. O. Jr. 1970. Some ecological aspects of snow. Proc. 1966 Helsinki Symp. on Ecol. of the Subarct. Reg., Unesco Ser. Ecol. and Conserv., No. 1, Unesco, Paris, pp. 83—97.
72. Pruitt W. O. Jr. 1975. Life in the snow. Nature Can., Oct/Dec., pp. 40—44.
73. Richardson G. and F. B. Salisbury. 1977. Plant responses to the light penetrating snow. Ecology, Vol. 58, pp. 1152—1158.
74. Round F. E. 1953. The Biology of Algae. St. Martin's Press, New York.
75. Savile D. B. O. 1972. Arctic adaptations in plants. Monogr. No. 6, Can. Dept. Agric., Ottawa, Ont.
76. Schmid W. D. 1971. Modification of the subnivean microclimate by snowmobiles. In Proc. Symp. on Snow and Ice in Relation to Wildlife and Recreation (A. O. Haugen, ed.), Iowa State Univ. Press, Ames, pp. 251—257.
77. Smith J. S. 1967. The great Chicago snowstorm of '67. Weatherwise, Vol. 20, pp. 248—253.
78. Staple W. J. 1964. Dry land agriculture and water conservation. Spec. Publ. No. 4, Water, Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., pp. 15—30.
79. Stein J. R. and C. C. Amundsen. 1967. Studies on snow algae and fungi from the front range of Colorado. Can. J. Bot., Vol. 45, pp. 2033—2045.
80. Steinhoff H. W. and J. D. Ives (eds.). 1976. Ecological impacts of snowpack augmentation in the San Juan Mountains, Colorado. Final Rep. to Bureau Reclam., Div. Atmos. Water Resour., US Dept. Interior, Washington, D. C.
81. Stommel H. G. 1966. The great blizzard of '66 on the northern Great Plains. Weatherwise, Vol. 19, pp. 188—193, 207.
82. Sykes R. B. 1966. The blizzard of '66 in central New York State — legend in its time. Weatherwise, Vol. 19, pp. 240—247.
83. Thomas M. K. 1971. Canadian weather features of the past century. Weatherwise, Vol. 23, pp. 270—275.
84. Trueman M. E. H. 1970. Montreals great snowstorm of '69. Weatherwise, Vol. 23, pp. 270—273.
85. Verne L. J. 1968. An index of winter weather severity for northern deer. J. Wildlife Manage., Vol. 32, pp. 566—574.
86. Verne L. J. and J. J. Ozoga. 1971. Influence of winter weather on white-tailed deer in upper Michigan. In Proc. Symp. on Snow and Ice in Relation to Wildlife and Recreation (A. O. Haugen, ed.), Iowa State Univ. Press, Ames, pp. 16—28.
87. Visser S. A. 1973. The microflora of a snow depository in the city of Quebec. Environ. Lett., Vol. 4, pp. 267—272.
88. White R. G. Some aspects of nutritional adaptations of arctic herbivorous animals. In Physiological Adaptation to the Environment (F. J. Vernberg, ed.), Intext Educational Publishers, New York, N. Y., pp. 239—268.
89. Williams K. 1972. Avalanches in our western mountains: What are we doing about them? Weatherwise, Vol. 72, pp. 220—227.

Глава 2

Снег и климат

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА АТМОСФЕРУ

Энергетический баланс

Влияние снежного покрова на климат проявляется при его взаимодействии с энергетическим режимом атмосферы. Рассмотрим поток тепла к единичному объему воздуха, простирающемуся от земной поверхности до верхней границы атмосферы. На изменение внутренней энергии этого объема оказывают влияние следующие процессы: поглощение коротковолновой радиации атмосферой и поверхностью Земли, длинноволновое излучение Земли в пространство и энергообмен с окружающей атмосферой и слоями, лежащими ниже земной поверхности. Таким образом, изменение внутренней энергии описывается уравнением

$$dU_a/dt = Q_a + (1 - A) Q_{si} + Q_v + Q_g + Q_{le}, \quad (2.1)$$

где Q_a — коротковолновая радиация, поглощенная атмосферой; A — альбеда земной поверхности; Q_{si} — поток коротковолновой радиации, поступающей на земную поверхность; Q_v — поток энергии (к выделенному объему воздуха или от него), обусловленный турбулентным тепло- и влагообменом с окружающей атмосферой; Q_g — поток энергии между выделенным объемом и нижележащими слоями; Q_{le} — поток длинноволновой радиации в пространство.

В уравнении (2.1) недостает нескольких членов, выражающих кинетическую энергию ветра и энергию, затрачиваемую на таяние снега. Тем не менее при исследованиях систем с большими временными и пространственными масштабами использование этого уравнения вполне обосновано.

Изменение внутренней энергии отражается на значениях ряда показателей климата. Например, если $dU_a/dt > 0$, то температура окружающего воздуха повышается. Когда подсчитывается годовой энергетический баланс, dU_a может не приниматься в расчет, так как энергия, получаемая весной и летом, примерно компенсируется потерями в течение осени и зимы.

Члены уравнения (2.1) зависят от географической широты, сезона, преобладающих условий погоды и состояния земной поверхности, что затрудняет точную оценку каждого члена уравнения. В табл. 2.1 приведены годовые значения составляющих теплового

Таблица 2.1

Средние многолетние суточные значения компонентов энергетического баланса (Вт/м^2) системы атмосфера—Земля на различных географических широтах [29] (перепечатывается с разрешения The University of Chicago Press. © 1965 by The University of Chicago)

φ° с. ш.	Q_a	Q_{si}	$(1-A)Q_{si}$	Q_v	Q_g	Q_{le}
80	25,5	83,3	37,0	107,6	4,6	-174,7
60	35,9	114,5	92,6	55,5	15,0	-199,0
40	52,1	187,4	163,1	-9,3	13,9	-219,8
20	74,0	231,4	210,6	-39,3	-3,9	-241,8

Примечание. Предполагается, что вклад поверхности суши в Q_g может не приниматься во внимание — учитывается лишь вклад океанической поверхности.

баланса для разных географических широт. На 20° с. ш. система Земля—атмосфера получает больше энергии за счет поглощения коротковолновой радиации (285 Вт/м^2), чем теряет за счет длинноволнового излучения (242 Вт/м^2). Большая часть поступающей энергии рассеивается в атмосфере вследствие адвекции. С увеличением широты потери за счет длинноволнового излучения уменьшаются, но в то же время поступление за счет поглощения коротковолновой радиации сокращается гораздо быстрее, что и приводит к отрицательным значениям энергетического баланса атмосферы. Этот дефицит компенсируется главным образом переносом тепла в атмосфере по направлению к полюсам. Например, перенос тепла к 80° с. ш. представляет собой существенный источник энергии: среднее многолетнее значение суточного потока равно $107,6 \text{ Вт/м}^2$, тогда как коротковолновое поглощение атмосферой и земной поверхностью составляет здесь только $62,5 \text{ Вт/м}^2$. Такое же положение имеет место в южном полушарии. Полярные потоки энергии оказывают серьезное воздействие на глобальную циркуляцию и, следовательно, глобальный климат.

Среднее годовое количество солнечной энергии, достигающей поверхности Земли (Q_{si}), примерно втрое превышает энергию, поглощенную атмосферой (Q_a) (см. табл. 2.1). Поглощение солнечной радиации земной поверхностью зависит прежде всего от альbedo поверхности. Альbedo снежного покрова изменяется в зависимости от длительности периода залегания снега и ряда других факторов (см. главы 7 и 9), но оно всегда значительно выше, чем альbedo большинства других природных поверхностей (табл. 2.2). Из-за сезонных изменений пространственного распределения снежного покрова альbedo земной поверхности испытывает сезонные колебания. Значения альbedo поверхности Северо-американского континента в середине зимы и летом сравниваются

Таблица 2.2

Альbedo некоторых естественных поверхностей

Поверхность	Альbedo, %	Поверхность	Альbedo, %
Свежий снег	75—95	Вода	5—30
Старый снег	40—70	Поля без растительности	15—25
Морской лед	30—40	Поля с зерновыми культурами	3—25
Пустыня	24—30	Тундра	15—20
		Леса	3—20

в табл. 2.3. Между 65 и 70° с. ш. поверхность, занятая в основном тундрой, характеризуется в середине зимы очень высоким значением альbedo, превышающим значение альbedo летом примерно на 67 %. Эти сезонные колебания уменьшаются в более низких широтах. Однако даже в поясе 40 и 45° с. ш. средние значения альbedo зимой на 20 % выше, чем летом.

Таблица 2.3

Средние значения альbedo для Северной Америки [19]

φ° с. ш.	Альbedo, %		φ° с. ш.	Альbedo, %	
	Середина зимы	Лето		Середина зимы	Лето
65—70	82,8	16,1	40—45	37,9	15,8
60—65	67,3	15,6	35—40	28,5	16,5
55—60	59,1	16,5	30—35	19,1	17,2
50—55	50,3	14,6	25—30	17,8	17,9
45—50	46,4	14,8	20—25	15,8	15,8
Среднее значение для континента				43,0	16,0

В табл. 2.4 представлены месячные вариации значений альbedo в трех пунктах Канады: Ванкувер (49° с. ш.), Реджайна (50° с. ш.) и Резольют (75° с. ш.). В Ванкувере снежный покров обычно лежит всего несколько дней в зимние месяцы, и альbedo в это время (например, в декабре и январе) лишь немного выше, чем в другие месяцы. В Реджайне и Резольюте, где снежный покров залегает в течение более длительного времени, альbedo в этот период значительно выше. Хотя сезонные различия значений альbedo в некоторых пунктах могут объясняться различиями в растительном покрове, высоте солнца, облачности и т. д., главные колебания альbedo зависят от постоянства и продолжительности залегания снежного покрова.

Таблица 2.4

Средние месячные значения альбедо (%) за период 1957—1964 гг. [5, 27]

Пункт наблюдений	Период залегания снежного покрова	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ванкувер	—	17	16	17	14	14	14	14	14	14	14	14	19	15
Реджайна	XI—IV	54	58	46	38	15	20	22	25	24	24	34	47	28
Резольют	IX—VI	—	78	80	76	69	45	27	21	45	58	—	—	51

Высокие значения альбедо, обусловленные наличием устойчивого снежного покрова, служат причиной того, что в более высоких широтах земной поверхностью поглощается меньшее количество солнечной радиации. Например, значения компонент уравнения (2.1) $(1-A)Q_{si}$ и Q_{si} в табл. 2.1 свидетельствуют о том, что на 40° с. ш. поглощается 87 % радиации, а на 80° с. ш. — только 44 %. Следовательно, распространение снежного покрова в высоких широтах служит причиной отрицательного радиационного баланса.

Снежный покров из-за низкой теплопроводности резко уменьшает теплообмен между землей и атмосферой, что существенно влияет на температурный режим почвы. Однако, поскольку тепловой поток Q_g с поверхностей, свободных от снега, обычно невелик по сравнению с другими компонентами уравнения (2.1) [13], отражательные свойства снега больше, чем изоляционные, влияют на энергетический баланс атмосферы. Исключение из этого общего правила представляет случай, когда в высоких широтах над покрытой льдом водой восходящий тепловой поток, проходящий через снежный покров, оказывается единственным источником энергии в зимние месяцы, когда инсоляция мала или отсутствует вовсе. В январе над Северным Ледовитым океаном примерно четверть всей энергии, получаемой атмосферой, поступает из этого источника [33].

Формирование воздушных масс и атмосферная циркуляция

При отсутствии фазовых превращений можно предположить, что любые изменения внутренней энергии атмосферы приводят к изменениям температуры. В этом случае уравнение сохранения энергии для атмосферного столба с единичным поперечным сечением может быть аппроксимировано следующим выражением:

$$\Delta U_a / \Delta t = (C_p / g) (\Delta \bar{T} / \Delta t) \Delta p \approx 10^4 \Delta \bar{T} / \Delta t, \quad (2.2)$$

где ΔU_a — изменения внутренней энергии (кДж/м^2) за время Δt (с); C_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении ($\text{Дж/(кг} \cdot ^\circ\text{C)}$); g — ускорение свободного падения (м/с^2); $\bar{T}$ — средняя температура объема воздуха ($^\circ\text{C}$); Δp — высота атмосферного столба, выраженная через барический эквивалент (кПа). В соответствии с уравнением (2.2) изменение внутренней энергии атмосферного столба на 10 000 кДж приведет к изменению его средней температуры примерно на 1°C .

В то время как Земля получает энергию посредством солнечной радиации (длина волн 0,3—2,2 мкм), потеря энергии в пространство происходит за счет длинноволновой радиации Q_{le} (длина волн 6,9—100 мкм). Свойственная снежному покрову высокая отражательная способность меняется с длиной волны так быстро, что на более длинных волнах снег оказывается плохим отражателем, но зато хорошим излучателем. Хотя существенная часть длинноволновой радиации, излучаемой земной поверхностью, возвращается к ней вследствие поглощения и излучения атмосферой, значительная ее часть (около 20 % в глобальном масштабе) теряется в пространстве. Если эти потери не компенсируются поступлением энергии из других источников, результирующий эффект выражается в понижении температуры воздуха, особенно в нижних слоях тропосферы. Такая ситуация часто возникает зимой над обширными территориями суши в высоких широтах, где отражение и поглощение энергии снежным покровом характеризуется малыми величинами. Характерно, что там, где суточные потери энергии составляют 10—15 МДж/м², воздух быстро охлаждается, причем скорость охлаждения меняется с высотой. Температурный профиль воздуха, подверженного радиационному выхолаживанию в течение длительного времени, характеризуется очень низкой температурой у поверхности и ростом ее с высотой (рис. 2.1).

Сибирь, северо-восток Северной Америки и Антарктида — регионы, где наблюдается интенсивное радиационное выхолаживание, в результате которого формируются воздушные массы, характеризующиеся очень низкой температурой у поверхности, ростом температуры воздуха с высотой до 1—2 км (инверсия), слабыми ветрами и ясным небом. Кроме того, наличие глубокой инверсии

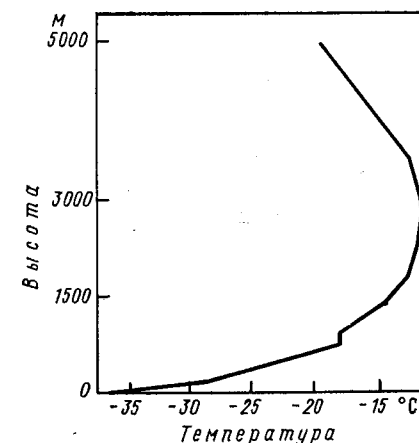


Рис. 2.1. Типичная инверсия температуры, обусловленная радиационным выхолаживанием [6].

обуславливает сильную неустойчивость атмосферы, в результате чего отсутствует самоочищение воздуха и туман рассеивается медленно. Эти воздушные массы, часто называемые континентальными полярными или континентальными арктическими, перемещаются в системе общей циркуляции атмосферы. В северном полушарии это перемещение происходит в основном в юго-восточном направлении, так что покрытые снегом северные регионы являются местом формирования холодных воздушных масс, которые движутся в направлении умеренных широт, приводя к понижению температуры. Кроме того, перемещение этих холодных воздушных масс вызывает образование мощных циклонов, особенно в прибрежных районах, где возникают резкие различия в температурах холодного континентального и более теплого морского воздуха. Развитие и передвижение циклонов вдоль этих бароклинных зон могут вызывать обильные осадки на восточном побережье Северной Америки.

Влияние снежного покрова на температуру не ограничивается регионами, благоприятными для развития крупных холодных воздушных масс. Однако в средних широтах трудно выделить роль снежного покрова в формировании температуры атмосферы от роли других факторов. Намиас [23] описывает период, когда снежный покров на востоке Северной Америки распространился аномально далеко к югу, достигнув широты штатов Оклахома и Виргиния. По его оценке, в течение месяца средняя температура на южной границе снежного покрова была примерно на 5 °C ниже, чем при отсутствии такой аномалии.

Климат земного шара

Поскольку снежный покров оказывает решающее влияние на количество энергии, которая сохраняется в виде тепла в атмосфере, в противоположность той, что возвращается в пространство, его распространение служит важной переменной компонентой глобального энергетического баланса, а следовательно, и мирового климата. Механизм циркуляции земной атмосферы чрезвычайно сложен и понятен лишь отчасти, что затрудняет его численное описание. Поэтому трудно охарактеризовать роль снега как фактора, влияющего на глобальный климат. Например, экстремальный случай: в период кульминации последнего покровного оледенения, когда снег покрывал примерно вдвое большую территорию, чем он покрывает теперь, мировой климат был существенно иным. Средняя температура была значительно ниже, а климатические зоны располагались иначе и имели существенно другие размеры. Важнейший вклад в подобные различия вносили более высокие значения альбедо обширного снежного покрова, однако были и другие важные факторы: изменения рельефа земной по-

верхности, вызванные ростом ледниковых щитов, значительные площади морских льдов, которые впоследствии растаяли. Влияние каждого из этих факторов на климат трудно определить точно.

Существуют доказательства того, что снежный покров играет важную роль в формировании и росте ледников, наличие которых может вызывать значительные изменения глобального климата [11]. Вследствие высокого альбедо над обширными территориями, длительное время покрытыми снежным покровом, могут происходить тропосферные похолодания. При наличии прочих благоприятных метеорологических факторов такое похолодание служит причиной формирования барической ложбины в высотной циркуляции. Подобный характер высотных потоков усиливает тенденцию к понижению температуры над обширными покрытыми снегом территориями и к увеличению интенсивности снегопадов близ их юго-восточных и восточных границ [20]. Сходная последовательность событий была использована для объяснения развития Лаврентийского ледникового покрова (который образовался на территории Киватин—Квебек—Лабрадор) в эпоху последнего оледенения. Флон [11] подсчитал, что для развития ледника снежный покров в качестве триггерного механизма (здесь возможно несколько случаев) должен был существовать все лето. В какой-то момент установилась положительная обратная связь: снежная поверхность с высоким альбедо — тропосферное охлаждение — холодная высотная барическая ложбина — увеличение количества снежных осадков — рост ледников. Используя численную модель атмосферной циркуляции, Уильямс [35] исследовала ситуацию, в которой предполагалось, что оледенелые области земного шара в эпоху последнего оледенения были покрыты в июле также и снегом. Она обнаружила, что воспроизведенный характер циркуляции сходен с тем, который обязан своим существованием указанной обратной связи.

Важность взаимосвязи альбедо и температуры подчеркивается в энергобалансовых моделях, применяемых для исследования стабильности мирового климата. Используя полуэмпирическую климатическую модель, Шнайдер и Гал-Чен [28] оценили реакцию глобальной температуры T на изменение количества солнечной радиации, попадающей на Землю, следующим образом:

Солнечная радиация	T °C
Без изменений	14,3
+1,0 %	17,1
-1,0 %	8,9
-1,6 %	-97,6

Катастрофическое понижение температуры (связанное с глобальным оледенением и повышением планетарного альбедо от 0,36 до 0,85), которое произошло вследствие небольшого уменьше-

ния количества приходящей солнечной радиации, обусловлено прочной положительной обратной связью изменения альбедо и температуры поверхности. Поскольку моделировать глобальный климат очень сложно, значения, приводимые в [28], следует считать предположительными. Однако исследования такого рода в значительной степени подтверждают вывод о том, что климат земного шара в его современном состоянии чрезвычайно чувствителен к изменениям количества солнечной радиации, поглощаемой атмосферой и земной поверхностью, а также к длительным климатическим аномалиям в некоторых районах.

Анализ спутниковых данных показывает, что в течение нескольких лет в среднем на земном шаре площадь, покрываемая снегом и льдом, меняется на 12 %. Есть доказательства того, что эти изменения могут быть связаны с изменениями температуры тропосферы и аномалиями погоды [18]. Однако, учитывая малое количество имеющихся данных и пробелы в понимании процессов энергообмена в атмосфере, трудно определить, существуют ли такие взаимосвязи на самом деле или это лишь совпадение.

Влияние снежного покрова на другие метеорологические величины

Ветер

Обычно на градиентном уровне (уровень, выше которого ветер не зависит от локальных особенностей земной поверхности; чаще всего это 300—600 м над поверхностью Земли) скорость горизонтального воздушного потока может быть довольно близко аппроксимирована скоростью геострофического ветра

$$U_g = \alpha \Delta p \bar{k} / f, \quad (2.3)$$

где α — элементарный объем воздуха, Δp — горизонтальный градиент давления, $\bar{k}$ — единичный вектор по вертикали, f — параметр Кориолиса — константа для данной географической широты. Геострофический ветер направлен перпендикулярно горизонтальному градиенту давления, со скоростью, пропорциональной этому градиенту, причем зона низкого давления лежит в северном полушарии слева от наблюдателя, обращенного лицом к потоку.

Связь между скоростями ветра на градиентном и на более низких уровнях (несколько метров) обычно довольно хорошо описывается степенным законом:

$$U_z / U_g = (z / z_g)^n, \quad (2.4)$$

где U_z — скорость ветра на высоте z , z_g — градиентный уровень, а значение n зависит от шероховатости поверхности и устойчивости воздуха (последняя определяется вертикальным температур-

ным градиентом; при обычной стратификации он составляет примерно $10^\circ\text{C}/\text{км}$). Используя измерения, сделанные над холмистой поверхностью, частично покрытой древесной растительностью, Десмариас [9] оценил среднее значение n и получил, что оно меняется от 0,19 при сверхадиабатическом градиенте ($\partial T / \partial z >$

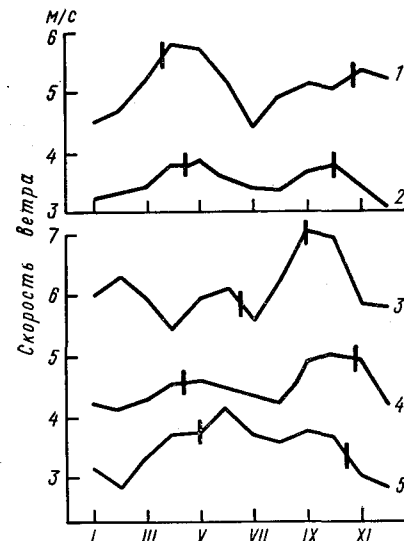


Рис. 2.2. Средние месячные скорости ветра по данным пяти станций [5, 10, 27].

Вертикальными линиями указаны средние даты установления и схода снежного покрова; 1 — Бисмарк (Северная Дакота); 2, 3 и 5 — Форт-Смит, Резольют-Бей и Норман-Уэлс (Северо-Западные Территории); 4 — Пас, Манитоба.

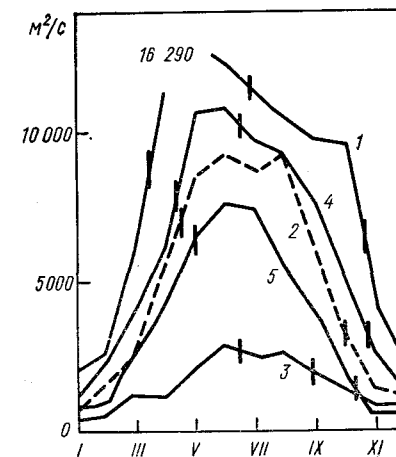


Рис. 2.3. Коэффициент вентиляции по данным пяти станций [26, 27].

Усл. обозначения см. рис. 2.2.

$> -11^\circ\text{C}/\text{км}$) до 0,49 при наличии инверсии ($\partial T / \partial z > 0$). Согласно данным наблюдений на аэродроме Кардингтон в Англии, при сильной инверсии ($\partial T / \partial z > 16^\circ\text{C}/\text{км}$) среднее значение составило 0,77 [12]. Хотя эти значения характерны для определенной местности, они все же иллюстрируют влияние устойчивости воздуха на скорость ветра на данной высоте и скорость ветра у поверхности; чем более неустойчива воздушная масса, тем больше соотношение U_z / U_g .

Благодаря своим изоляционным и радиационным свойствам снег увеличивает устойчивость окружающей атмосферы. На ветровой режим воздействует множество факторов, поэтому следует проявлять осторожность при интерпретации колебаний скорости ветра исключительно как изменений, вызванных наличием или отсутствием снежного покрова. На рис. 2.2 представлены средние

месячные скорости ветра и данные о продолжительности залегания и сходе снежного покрова, полученные по пяти станциям, расположенным на территории, простирающейся от Северной Дакоты до высоких широт Арктики. Можно видеть, что осенью ветры начинают ослабевать в среднем после установления снежного покрова, однако весной ветры усиливаются примерно на два месяца раньше средней даты схода снежного покрова. Весной устойчивость воздуха начинает уменьшаться до того, как сойдет снежный покров, в основном потому, что инсоляция возрастает, а альбедо снега уменьшается. Сезонные изменения скорости ветра у поверхности также зависят от колебаний скорости ветра на высотах, вызываемых изменениями в общем характере атмосферной циркуляции.

Ветер и устойчивость атмосферы у земной поверхности определяют ее способность рассеивать аэрозоли. Эта способность характеризуется коэффициентом вентиляции — произведением толщины слоя, в котором рассеиваются аэрозоли, и средней скорости ветра в этом слое [15]. На рис. 2.3 представлены годовые колебания этого коэффициента для внутриматериковых станций, сезонное распределение скорости ветра на которых приведено на рис. 2.2; наиболее низкие значения дисперсии отмечаются в период существования снежного покрова. В работе [15] показано, что максимальное значение коэффициента вентиляции отмечается на внутриматериковых станциях, где снежный покров наблюдается редко. Портелли [26] подтверждает, что коэффициент вентиляции сильно зависит от степени прогрева поверхности и, следовательно, от сезонных изменений инсоляции. Наличие снежного покрова способствует уменьшению количества тепла, расходуемого на прогревание поверхности, и интенсификации зимнего минимума температуры. Однако в местах, располагающихся в непосредственной близости от крупных открытых водных пространств, начинают действовать другие факторы: температурные различия снежного покрова суши и воды могут стать причиной формирования совершенно иного характера сезонного распределения с максимумом потенциальной дисперсии в зимние месяцы [26].

Вблизи поверхности на воздушные потоки оказывают влияние ее неровности — значение n в уравнении (2.4) зависит от фрикционного торможения, создаваемого поверхностью. Например, когда трава покрывается гладким снежным покровом, фрикционное торможение уменьшается, так что при прочих равных условиях скорость ветра у поверхности возрастает. Степень шероховатости поверхности обычно описывается параметром шероховатости z_0 , значение которого изменяется в зависимости от средней высоты препятствий на окружающей гладкой поверхности.

Зависимость скорости ветра от шероховатости поверхности трудно определить главным образом потому, что она находится в сложной взаимосвязи с устойчивостью воздуха. При средних

условиях ($\partial T / \partial z \approx -10^\circ \text{C/км}$) изменение скорости ветра над относительно гладкой поверхностью до высоты около 30 м может быть аппроксимировано логарифмической зависимостью:

$$U_z = U^* \ln(z/z_0)/\kappa, \quad (2.5)$$

где U_z — скорость ветра на высоте z над поверхностью, U^* — скорость трения (равная $\sqrt{\tau/\rho}$, где τ — касательное напряжение, а ρ — плотность воздуха), z_0 — высота шероховатости, κ — постоянная Кармана (обычно принимается равной 0,4).

Снежный покров способствует изменению скорости ветра у земной поверхности вследствие изменений параметра шероховатости. При наличии снежных заносов может также изменяться профиль ветра. Приведем несколько типичных значений параметра шероховатости различных поверхностей [8, 22]:

Поверхность	z_0 см
Гладкая равнина	0,001
Снег	0,001—0,07
Гладкий снег или низкая трава	0,005
Низкая трава (1,5—3,0 см)	0,2—0,7
Высокая трава (60—70 см)	3,7—9,0

Воздействие снежного покрова на шероховатость поверхности и профиль скорости ветра можно продемонстрировать, применяя уравнение (2.5). Например, если низкая трава ($z_0 = 0,4$ см) покрывается снегом ($z_0 = 0,005$ см), то отношение скоростей ветра на высотах 10, 5, 1 и 0,5 м над поверхностью к скорости ветра на высоте 20 м изменяется от 0,92; 0,84; 0,63 и 0,38 до 0,95; 0,89; 0,76 и 0,59 соответственно. Таким образом, скорости ветра над относительно гладкой поверхностью, покрытой снегом, выше, чем над поверхностью, покрытой травой, причем разница с высотой уменьшается. Однако этот эффект исследовать весьма трудно, так как под влиянием ветра во время снегопадов или после них происходит перевывание снега, в результате которого изменяется и шероховатость, и профиль скорости.

Туман

Туман обычно формируется, когда самый нижний слой атмосферы охлаждается до точки насыщения, например, в результате радиационного выхолаживания или адвекции теплого воздуха над относительно холодной поверхностью. Однако несмотря на интенсивное охлаждение воздуха над снежной поверхностью, туман здесь обычно не наблюдается.

Взаимосвязь между образованием тумана и снежным покровом детально рассмотрена в работе [25]. Из рис. 2.4 видно, что при температуре ниже 0°C парциальное давление насыщенного водя-

ного пара над водой выше, чем надо льдом (кривая Δe). Воздух, охлаждаясь над снежным покровом, становится насыщенным по отношению ко льду (например, относительная влажность f при -10°C составляет примерно 91 %, а при -20°C — примерно 82 %; см. рис. 2.4), и водяной пар сублимируется на поверхности снега. Таким образом, вследствие различий в давлении насыщенного водяного пара над водой и надо льдом процессы охлаждения

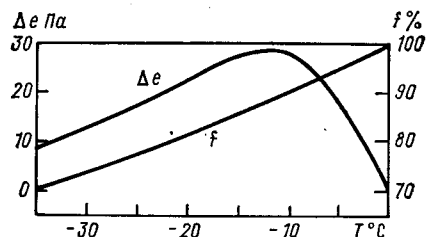


Рис. 2.4. Различие в парциальном давлении насыщенного водяного пара над водой и надо льдом (Δe) и относительная влажность f воздуха, насыщенного по отношению ко льду [25]. (Перепечатывается с разрешения McGraw-Hill Book Company, copyright © 1956, McGraw-Hill Book Company, Inc.)

и влагопередачи не обеспечивают образования тумана. Туман образуется лишь в том случае, когда приток влаги превышает потери на сублимацию. При температуре ниже -35°C туман состоит в основном из мельчайших частиц льда, а не из капелек водяного пара. На рис. 2.5 приведена относительная частота туманов, отмеченных в Фробишер-Бее, Северо-Западные Территории, в январе; чаще всего туман образуется при температуре от -33 до -58°C и состоит из взвешенных в воздухе ледяных частиц.

Ледяной туман может быть чрезвычайно устойчив, если влажность достаточно велика, а частицы в атмосфере мало диспергированы; он часто образуется вокруг районов городской застройки, где высокая влажность воздуха обусловлена процессами испарения, горения и т. п. Туман также может формироваться независимо от источников влаги, связанных с деятельностью человека, например вблизи открытых водоемов [2].

Весной или всякий раз, когда температура воздуха во время таяния превышает температуру замерзания, снежный покров может быть либо источником, либо местом стока атмосферной влаги в зависимости от вертикального градиента влажности. Рисунок 2.6

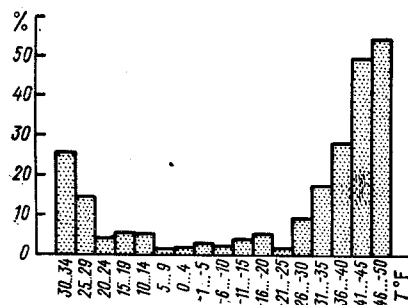


Рис. 2.5. Повторяемость (%) туманов в январе при разных значениях температуры воздуха в Фробишер-Бее, Северо-Западные Территории.

иллюстрирует связь между температурой и относительной влажностью, а также процессами конденсации и испарения. Поскольку туман образуется в результате насыщения воздуха, вероятность его формирования уменьшается, когда температура поднимается

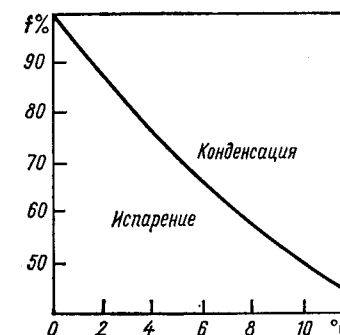


Рис. 2.6. Предельные значения относительной влажности, при которой водяной пар начинает конденсироваться на снегу [25]. (Перепечатывается с разрешения McGraw-Hill Book Company, copyright © 1956, McGraw-Hill Book Company, Inc.)

выше точки замерзания. Вблизи точки замерзания адвекция влаги может способствовать формированию тумана.

Осадки

Количество выпадающих осадков определяется главным образом количеством влаги, содержащейся в атмосфере, а также частотой и силой атмосферных возмущений, в результате которых из водяного пара формируются осадки в виде дождя, снега и т. д. Влияние снежного покрова на образование осадков заключается в вызываемом им охлаждении атмосферы и, таким образом, уменьшении ее влагоемкости. В крупном масштабе это охлаждение связано с перемещением в южном направлении влагонесущих циркуляционных систем — в Северной Америке к югу Канады и США. Дефицит водяного пара и отсутствие крупномасштабных атмосферных возмущений служат причиной того, что на большей части канадских прерий и Северо-Западных Территорий Канады минимум осадков наблюдается в период залегания снежного покрова (табл. 2.5). В юго-восточной Канаде и на северо-востоке США зимний минимум выражен менее четко или отсутствует вовсе. На некоторых станциях (например, Сент-Джонс, Ньюфаундленд) максимум месячного количества осадков отмечается зимой, и он значительно больше, чем те, которые зарегистрированы в канадских прериях или в районе Северо-Западных Территорий. Вдоль восточного побережья холодные воздушные массы, которые формируются над заснеженными континентальными пространствами, взаимодействуют с относительно теплым морским воздухом, и это приводит к образованию атмосферных возмущений и выпадению осадков.

Таблица 2.5

Среднее месячное количество осадков (мм) за период 1931—1960 гг. [5]

Пункт наблюдений	ф. с. ш.	л. з. д.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Эдмонтон (Альберта)	54	114	24	20	21	28	46	80	85	65	34	23	22	25
Норман-Уэлс (СЗТ)	65	127	19	16	12	13	15	34	49	64	38	24	24	20
оз. Бейкер (СЗТ)	64	96	5	4	6	9	8	21	40	45	34	20	9	7
Виннипег (Манитоба)	50	97	26	21	27	30	50	81	69	70	55	37	29	22
Монреаль (Квебек)	46	75	87	76	86	83	81	91	102	87	95	83	88	89
Портленд (Мэн)	44	70	111	97	110	95	87	81	73	61	89	81	106	98
Сент-Джонс (Ньюфаундленд)	48	53	153	163	135	121	99	94	89	102	120	138	163	174

Примечание. СЗТ — Северо-Западные Территории.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ПОДСТИЛАЮЩИЙ ГРУНТ

Снежный покров представляет собой как бы верхний слой земной поверхности и вследствие этого влияет на «климат» грунтов. Изменения климата и верхних слоев Земли и атмосферы тесно связаны. Однако из-за различий между свойствами грунта и воздуха влияние на них снежного покрова неодинаково.

Термический режим грунтов

Представим себе, что существуют два слоя — верхний слой толщиной в несколько метров и слой, лежащий под ним. В нижнем слое вертикальный (геотермический) градиент температуры определяется прежде всего теплопроводностью материала, слагающего слой, и тепловым потоком, направленным из глубин Земли. Обычно считается, что нижний слой не подвержен воздействию годовых или более кратковременных изменений погоды и снежного покрова, хотя долгопериодические колебания климата оказывают влияние на температуру этого слоя. Напротив, слой, лежащий у поверхности, находится под непосредственным влиянием процессов поверхностного энергообмена.

Обусловленный теплопроводностью вертикальный поток тепла через единичное поперечное сечение Q в изотропной однородной

среде, находящейся в стационарном состоянии, может быть описан следующим уравнением:

$$Q = -k (\partial T / \partial z), \quad (2.6)$$

где k — теплопроводность, T — температура, z — расстояние по вертикали. Теплопроводность незамерзшей почвы в основном зависит от ее влагосодержания θ_w — объема воды на единицу объема почвы (см. табл. 2.6).

Уравнение, описывающее тепловой поток посредством проводимости в одном направлении через изотропную однородную среду, имеет вид

$$\partial T / \partial t = \kappa (\partial^2 T / \partial z^2), \quad (2.7)$$

где t — время, $\kappa = k / \rho C$ — коэффициент термической диффузии почвы, ρ — плотность почвы, C — удельная теплоемкость. Некоторые типичные значения κ и теплоемкости при постоянном объеме $C_v = \rho C$ даны в табл. 2.6.

Таблица 2.6

Типичные термические характеристики почв и снега [32]

Тип почвы	θ_w	k Вт/(°С·м)	$C_v = \rho C$ 10 ⁶ Дж/(м ³ ·°С)	κ 10 ⁻⁶ м ² /с	D м
Песчаная	0,0	0,29	1,3	0,22	1,5
	0,2	1,8	2,1	0,81	2,9
	0,4	2,2	2,9	0,76	2,7
Глинистая	0,0	0,25	1,3	0,19	1,4
	0,2	1,2	2,1	0,57	2,4
	0,4	1,6	2,9	0,55	2,3
Торфяная	0,0	0,059	0,50	0,12	1,1
	0,4	0,29	2,2	0,13	1,2
	0,8	0,50	3,9	0,13	1,2
Снег	—	0,063	0,11	0,56	2,5
	—	0,13	0,38	0,34	1,9
	—	0,71	1,1	0,65	2,6

Поскольку годовые колебания температуры воздуха имеют тенденцию к цикличности, то годовая температура земной поверхности может быть аппроксимирована синусоидальной функцией времени:

$$T(0, t) = T_a + A \sin(\omega t + \varphi). \quad (2.8)$$

Здесь T_a — средняя температура почвы (предполагается, что начиная с некоторой глубины она остается постоянной); A — ампли-

туда годовых колебаний температуры поверхности; $\omega = 2\pi/P$, где P — период цикла (12 мес); φ — фазовая константа, значение которой зависит от периода времени (точки отсчета), через которое T достигает определенного характерного значения. Используя эту связь как граничное условие на поверхности и допуская отсутствие притока и потерь тепла за счет парообразования или замерзания, уравнение (2.7) можно представить в виде

$$T(z, t) = T_a + A \exp(-z/D) \sin[\omega t - (z/D) + \varphi], \quad (2.9)$$

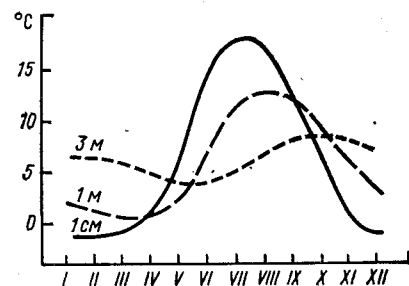


Рис. 2.7. Годовой ход температуры почвы на трех глубинах в Нормандии, Квебек (48°51' с. ш., 72°31' з. д.) [1].

где $T(z, t)$ — температура на глубине z , $D = \sqrt{2k/\omega\rho C} = 2k/\omega$ (величину D обычно называют глубиной распространения температурных колебаний).

Используя уравнение (2.9), можно показать, что амплитуда температурной волны на глубине $z=D$ меньше, чем на поверхности, в e раз. Заметим, что глубина распространения температурных колебаний, являясь характеристикой проводящей среды, в свою очередь зависит от периода температурных колебаний.

В действительности почва редко бывает однородной, как предполагалось при выводе уравнения (2.9). Тем не менее это уравнение хорошо описывает годовые колебания температуры почвы, амплитуда которых экспоненциально уменьшается с глубиной со скоростью, зависящей от D , пропорциональной $\sqrt{k}$. Различия между фазами колебаний температуры на поверхности и в нижележащих слоях также определяются значением D и увеличивается с глубиной. Кривые на рис. 2.7, построенные по данным температурных измерений в Нормандии, Квебек, иллюстрируют влияние глубины на годовые колебания температуры. Уменьшение амплитуды годовых колебаний и увеличение их запаздывания с глубиной совершенно очевидны; максимальная температура на глубине 3 м отмечается на три месяца позднее, чем на глубине 1 см. Весной и летом, когда тепловой поток направлен от атмосферы к подстилающей поверхности, происходит постепенное прогревание сверху вниз, а осенью и зимой аналогичным образом происходит охлаждение.

В табл. 2.6 приведены типичные значения глубины D для песчаных, глинистых и торфяных почв (с различным влагосодержанием), а также для снега. Эти данные позволяют сравнить способность каждой из почв гасить поверхностные температурные колебания; чем больше глубина распространения температурных колебаний, тем меньше их амплитуда на данной глубине. Если тепловой поток, проходящий сквозь материал с низкой теплопроводностью, невелик, это не обязательно означает, что изменения поверхностной температуры распространяются вниз менее интенсивно, так как распространение зависит и от теплоемкости. Например, теплопроводность свежего снега ($k=0,063$ Вт/(°С·м)) может быть более чем на порядок меньше по сравнению с теплопроводностью глинистой почвы, для которой $\theta_w=0,2$ ($k=1,2$ Вт/(°С·м)), однако значения их теплоемкости при постоянном объеме тоже отличаются на порядок (см. табл. 2.6), так что коэффициенты тепловой диффузии таких почв примерно одинаковы: $0,56 \cdot 10^{-6}$ и $0,57 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Следовательно, для единого периода P оба материала будут иметь примерно одинаковую глубину распространения годовых колебаний температуры.

Уравнение (2.9) может быть использовано также для выявления циклического изменения температуры при разных периодах колебаний. Связь между глубиной проникновения температурных колебаний для циклов с годовым периодом P и произвольным периодом P_1 можно выразить уравнением

$$D_1 = D \sqrt{P_1/P}, \quad (2.10)$$

где D и D_1 — соответствующие глубины проникновения температурных колебаний. Уравнение (2.10) справедливо только для материалов, имеющих одинаковые постоянные коэффициенты тепловой диффузии. Если суточные колебания могут трактоваться как периодические, соответствующая им глубина промерзания может составлять примерно $1/19$ годовых изменений. Это уменьшение D означает, что амплитуда суточных колебаний температуры уменьшается с глубиной гораздо быстрее, чем амплитуда ее годовых колебаний.

Хотя снежный покров вследствие высокого альбедо и большой излучательной способности в пределах спектра земного излучения сохраняет малое количество энергии на своей поверхности, изоляционные свойства снега оказывают огромное влияние на температурный режим почвы. Теплопроводность свежевыпавшего снега примерно на порядок меньше, чем теплопроводность большинства почв (см. табл. 2.6). По мере старения снега его теплопроводность увеличивается, но в общем она остается более низкой, чем теплопроводность почвы. Снежный покров действует как изоляционный слой, который уменьшает направленный вверх сквозь почву тепловой поток, сокращая потери тепла в атмосферу. В результате при наличии снежного покрова температура почвы оказывается выше.

Воздействие снежного покрова на температурный режим почвы наиболее сильно выражено на поверхности почвы. Воздействие снежного покрова на годовой цикл обычно выражается в уменьшении амплитуды колебаний температуры и в повышении средней температуры почвы. Значения амплитуды и средней температуры на разных участках могут существенно различаться вследствие изменчивости таких факторов, как толщина снежного покрова и продолжительность его залегания, физические свойства почвы, температура воздуха. Кроме того, значения теплопроводности снега сильно варьируют в пространстве в зависимости от толщины снежного покрова и метеорологических параметров. По данным [34], значения теплопроводности на 12 станциях, расположенных в разных климатических зонах Канады, колеблются от 0,15 до 0,39 Вт/(°С·м).

Из-за огромной пространственной изменчивости свойств снежного покрова, влияющих на температурный режим почвы, измерения температуры в определенном месте могут дать результаты, репрезентативные только для этого места. Ценность данных в отдельных пунктах, однако, заключается в том, что они позволяют проникнуть в сущность взаимодействия температуры снежного покрова и почвы. На рис. 2.8 показана связь между температурами воздуха, снежного покрова на глубине 10 см и на уровне, расположенном на 1 см выше поверхности грунта. Измерения были проведены в Форт-Грили на Аляске. Всю зиму, за исключением отдельных коротких периодов, температура близ поверхности грунта остается существенно выше температуры воздуха (разница в среднем 12,3°С). Из рисунка видно резкое затухание суточных колебаний температуры воздуха, связанное с наличием снежного покрова, и различия по фазе максимумов и минимумов температуры воздуха и снега — запаздывание колебаний температуры снега близ земли составляет от 26 до 36 ч (см. период 23—26 марта на рис. 2.8). На рис. 2.9 показано изменение средней температуры воздуха, средней температуры почвы в 1 см ниже поверхности и средней толщины снега по данным наблюдений в трех пунктах: Форт-Симпсон, Северо-Западные Территории, где снежный покров относительно глубок; Оттава, Онтарио, где снежный покров обычно устойчив в течение нескольких месяцев (однако период залегания его и толщина меньше, чем в Форт-Симпсоне) и Ванкувер, Британская Колумбия, где снежный покров обычно наблюдается лишь в течение нескольких дней. В Ванкувере температуры воздуха и почвы примерно одинаковы на протяжении всей осени и зимы, тогда как на двух других станциях они различаются; эти различия появляются примерно одновременно с установлением снежного покрова. Разница температур в Оттаве и в Форт-Симпсоне достигает максимума в середине зимы, понижаясь до минимума в период схода снежного покрова в конце зимы или весной.

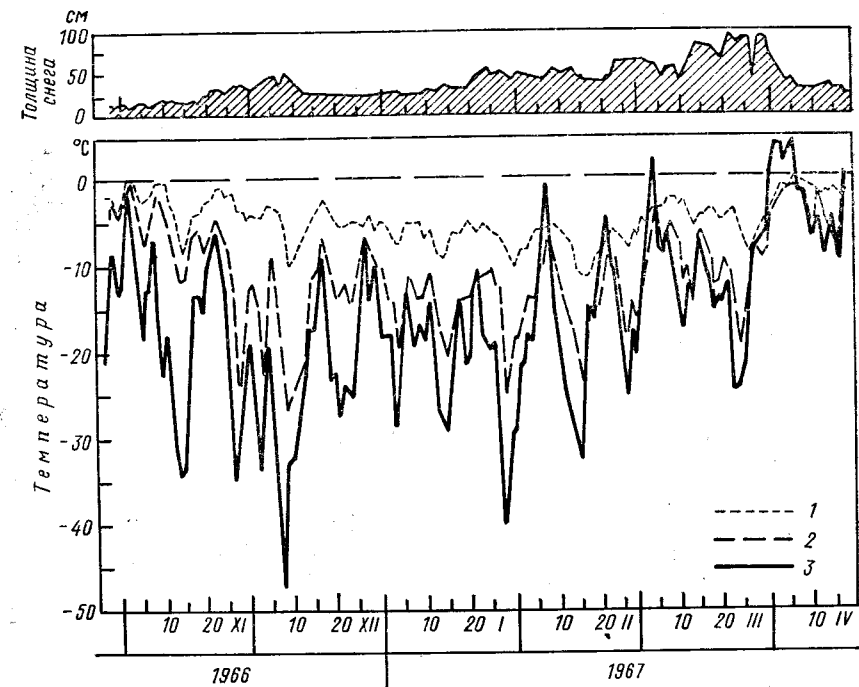


Рис. 2.8. Изменение температуры снега и воздуха в Форт-Грили, Аляска [3].

1 и 2 — температура снега на 1 см выше поверхности грунта и на глубине 10 см соответственно, 3 — температура воздуха.

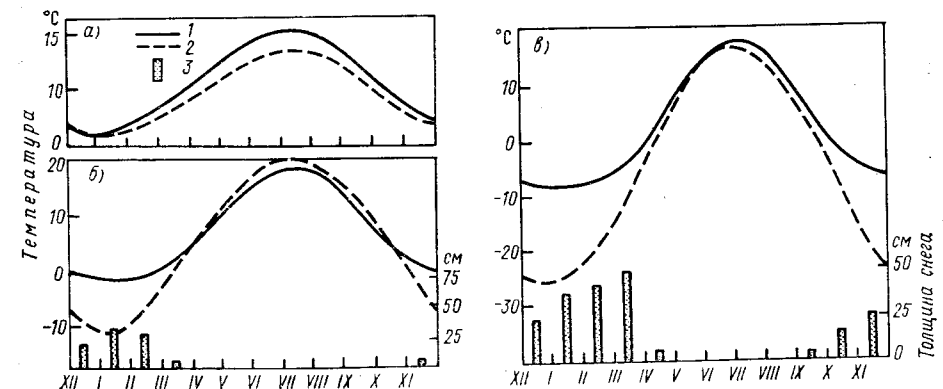


Рис. 2.9. Изменение температуры воздуха (1) и почвы на глубине 1 см (2), а также средняя глубина снега в конце каждого месяца (3) [27].

а — Ванкувер, Британская Колумбия (49° с. ш., 123° з. д.); б — Оттава, Онтарио (45° с. ш., 76° з. д.); в — Форт-Симпсон, Северо-Западные Территории (62° с. ш., 121° з. д.); периоды наблюдений составляют от 8 до 30 лет.

Кроуфорд и Леджет [7] получили вертикальный профиль температуры глинистой почвы под снежным покровом. В одном пункте снег оставался нетронутым в течение всей зимы, в другом вокруг точки измерения была расчищена круглая площадка радиусом 2 м. В результате удаления снежного покрова увеличилась годовая амплитуда температуры почвы и понизилась средняя тем-

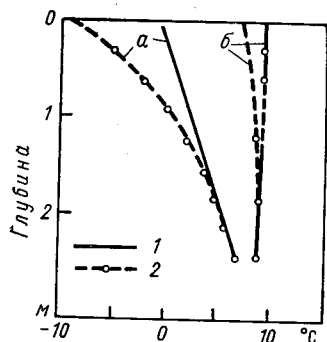


Рис. 2.10. Профили средней за февраль (а) и средней годовой (б) температуры глинистой почвы с мая 1954 г. по апрель 1955 г., Оттава, Онтарио [7].

1 — при наличии снежного покрова, 2 — при его отсутствии.

пература (рис. 2.10). Средняя годовая температура близ поверхности уменьшилась на $1,8^{\circ}\text{C}$, а на глубине около 1,8 м она оставалась неизменной. В феврале разность температур в верхнем 30-сантиметровом слое почвы составила 6— 8°C .

На рис. 2.11 приведены профили температуры снега и грунта, построенные по данным, полученным в один день в начале зимы 1973 г. в двух пунктах близ Шеффервилла, Квебек, значения толщины снежного покрова в которых различались. Из рисунка видно, что градиент температуры непосредственно под поверхностью снега велик и уменьшается с глубиной, когда толщина снега превышает 20—50 см. Однако иногда отмечаются существенные отклонения от этих кривых, особенно в конце зимы или в начале весны, когда градиент температуры может стать равным нулю.

Наблюдения близ Шеффервилла показали, что средняя годовая температура грунта определяется прежде всего толщиной

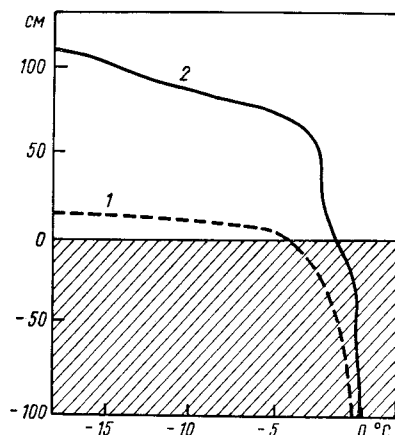


Рис. 2.11. Температуры снега и грунта в течение одного дня в начале зимы близ Шеффервилла, Квебек (55° с. ш., 67° з. д.) [24].

1 — толщина снежного покрова примерно 10 см, 2 — более 1 м.

снега; по данным [24], температура на глубине z и толщина снега (≤ 1 м) на круглой площадке радиусом $2z$ связаны линейной зависимостью. Авторы [24] полагают, что такая хорошая корреляция между толщиной снега и температурой грунта может частично объясняться взаимосвязью этих двух переменных, а также ряда других факторов. Например, движение грунтовых вод может быть причиной того, что наиболее высокие температуры почвы отмечаются в ложбинах, где обычно аккумулируется снег.

Температура поверхности грунта в Канаде в среднем на $3,3^{\circ}\text{C}$ выше, чем температура воздуха [17]. Это различие, по крайней мере частично, обусловлено изоляционными свойствами снежного покрова.

Промерзание и вечная мерзлота

Информация о глубине промерзания грунта, особенно в случае почв с довольно высоким влагосодержанием, весьма важна при проектировании и строительстве зданий, дорог, трубопроводов и при других инженерных работах. В этой связи полезно рассмотреть воздействие снежного покрова на промерзание грунта при наличии или отсутствии вечной мерзлоты.

Скорость промерзания

Скорость промерзания почвы зависит от результирующего теплового потока на границе промерзания, т.е. от различия между тепловым потоком, распространяющимся вниз через замерзшую почву, и потоком, поднимающимся из более глубоких незамерзающих слоев. Теплопроводность и теплоемкость замерзших и незамерзших почв, энергетический баланс поверхности, тепловые свойства снежного покрова — вот главные факторы, влияющие на величину этих потоков. Количество незамерзшей воды в почве — это другой важный фактор, так как при замерзании воды выделяется тепло. На скорость промерзания оказывают существенное влияние процессы теплообмена грунтов и воздуха в холодный период года, а также процессы теплообмена, происходившие в предшествующее лето, поскольку результирующий восходящий к поверхности тепловой поток зависит от количества тепла, накопленного в грунтах за теплый период [16].

Поскольку теория промерзания крайне сложна, на практике часто определяют глубину промерзания z эмпирически, связывая ее с индексом замерзания F — суммой отрицательных градусо-дней. Градусо-день представляет собой сумму отклонения в градусах средней суточной температуры от 0°C [31].

По данным нескольких канадских станций при различной толщине снежного покрова были получены следующие значения отношения $z/\sqrt{F}$:

Толщина снега, см	5	10	20	30	40	50
$z/\sqrt{F}$	1,07	0,95	0,80	0,68	0,55	0,48

Согласно приведенным данным, при фиксированном значении F глубина промерзания под 30-сантиметровым снежным покровом должна составлять 64 % глубины промерзания под 5-сантиметровой толщей снега. К применению этих значений следует подходить с осторожностью, так как они получены по данным, имеющим большой разброс, и, кроме того, здесь не учтены изоляционные свойства снега. В среднем по Канаде при наличии снежного покрова глубина промерзания уменьшается примерно в 2 раза [21].

Вечная мерзлота

Вечная мерзлота формируется, когда отрицательная температура грунта сохраняется больше года. Она занимает обширные пространства на территории земного шара. В Северной Америке почти непрерывный слой мерзлоты распространяется по всему северу Аляски и Юкона, на Канадском Арктическом архипелаге и на большей части территории округа Киватин. К югу от этой территории острова вечной мерзлоты могут встречаться до 55° с.ш., а также в высокогорье.

Снежный покров может оказывать существенное влияние на вечную мерзлоту, особенно в зоне ее островного распространения. Например, образование мощного слоя снега ранней осенью препятствует замерзанию почвы, уменьшая потери тепла в атмосферу. Напротив, его существование поздней весной задерживает потепление. В районе Шеффервилла, Квебек, вечная мерзлота часто встречается на незащищенных от ветра безлесных возвышенностях, где сколько-нибудь заметный снежный покров не только не задерживается, но отсутствует даже в любых понижениях, за исключением озерных болот, участков близ гребней холмов и вдоль берегов озер [14]. В районе Шеффервилла наличие снежного покрова толщиной 65—75 см, по-видимому, достаточно, чтобы предотвратить образование вечной мерзлоты [14].

В более широком масштабе Браун [4] подсчитал, что средняя годовая температура грунта на уровне затухания годовых колебаний (на глубине от 5 до 15 м) на 3°C выше средней годовой температуры воздуха в областях распространения вечной мерзлоты. В любом месте, где средняя годовая температура воздуха превышает -4°C, вечная мерзлота обычно распространяется только на отдельных участках, например на торфяных болотах

или северных склонах. Снежный покров, вероятно, служит главной причиной повышения температуры грунтов, что задерживает распространение вечной мерзлоты в таких областях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aston D. 1973. Soil temperature data 1958-72. Rep. CLI-2-73. Environ. Can., Atmos. Environ. Serv., Toronto, Ont.
2. Berry M. O. and R. G. Lawford. 1977. Low-temperature fog in the Northwest Territories. Tech. Memo. TEC 850, Atmos. Environ. Serv. Can., Downsview, Ont.
3. Bilello M. A., R. E. Bates and J. Riley. 1970. Physical characteristics of the snow cover, Ft. Greely, Alaska, 1966-67. Tech. Rep. 230, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
4. Brown R. J. 1970. Permafrost in Canada. Univ. of Toronto Press, Toronto.
5. Bryson R. A. and F. K. Hare (eds.). 1974. World Survey of Climatology. Vol. II, Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
6. Burns B. M. 1973. Climate of the Mackenzie Valley-Beaufort Sea. Clim. Study No. 24, Atmos. Environ. Serv., Environ. Can., Downsview, Ont.
7. Crawford C. B. and R. F. Leggett. 1957. Ground temperature investigations in Canada. Res. Pap. No. 33, Nat. Res. Council. Can., Div. Build. Res., Ottawa, Ont.
8. Deacon E. L. 1953. Vertical profiles of mean wind in the surface layers of the atmosphere. Geophys. Memo. No. 91, Meteorol. Office, Great Britain.
9. DesMarrais G. A. 1959. Wind-speed profiles at Brookhaven National Laboratory. J. Meteorol., Vol. 16, pp. 181—189.
10. Environment Canada. 1975. Canadian normals, Vol. 3 — Wind. Atmos. Environ. Serv., Environ. Can., Downsview, Ont.
11. Flohn H. 1974. Background of a geophysical model of the initiation of the next glaciation. Quat. Res., Vol. 4, pp. 386—404.
12. Frost R. 1948. Atmospheric Turbulence. Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol. 74, pp. 316—338.
13. Geiger R. 1961. Das Klima der bodennahen Luftschicht (The Climate near the Ground). (English Transl. by Scripta Technica, Inc., Harvard University Press, Cambridge, Mass., 1966.)
14. Grandberg H. B. 1973. Indirect mapping of the snow cover for permafrost prediction at Schefferville, Quebec. North American Contribution to the Second Int. Permafrost Conf., Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 113—120.
15. Holzworth G. C. 1974. Mixing depths, wind speeds and pollution potential for selected locations in the United States. J. Appl. Meteorol., Vol. 6, pp. 1039—1044.
16. Joynt M. I. and P. J. Williams. 1973. The role of ground heat in limiting frost penetration. Symp. Frost Action on Roads, Rep. Vol. 1, OECD, pp. 189—203.
17. Judge A. S. 1973. Deep temperature observations in the Canadian North. North American Contribution to Second Int. Permafrost Conf., Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 35—40.
18. Kukla G. J. and H. J. Kukla. 1974. Increased surface albedo in the Northern Hemisphere. Science, Vol. 183, pp. 709—714.
19. Kung E. C., R. A. Bryson and D. H. Lenschow. 1964. Study of a continental surface albedo on the basis of flight measurements and structure of the earth's surface cover over North America. Mon. Weather Rev., Vol. 92, pp. 543—564.
20. Lamb H. H. 1955. Two-way relationships between the snow or ice limit and 100-500 mb thickness in the overlying atmosphere. Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol. 81, pp. 172—189.
21. Ministry of Transport. 1973. Estimating the depth of pavement frost and thaw penetrations. Rep. CBED-6-266, Eng. Design Div., Ottawa, Ont.
22. Munn R. E. 1966. Descriptive Meteorology. Academic Press, New York.

23. Namias J. 1963. Surface-air interaction as a fundamental cause of draught and other climatic fluctuations. Proc. Rome Symp. Arid Zone Research, Changes in Climate, Unesco and WMO, Geneva, pp. 345—359.
24. Nicholson F. H. and H. B. Grandberg. 1973. Permafrost and snow cover relationships near Schefferville. North American Contribution, Second Int. Permafrost Conf., Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 151—158.
25. Petterssen S. 1956. Weather forecasting and analysis. Vol. 2, McGraw-Hill, New York, Toronto, London.
26. Portelli R. V. 1978. Mixing heights, wind speeds and air pollution potential for Canada. Clim. Stud. No. 31, Atmos. Environ. Serv., Environ. Can., Downsview, Ont.
27. Potter J. G. 1965. Snow cover. Clim. Stud. No. 3, Meteorol. Branch, Canada Dept. Transport, Toronto, Ont.
28. Schneider S. H. and T. Gal-Chen. 1973. Numerical experiments in climatic stability. J. Geophys. Res., Vol. 78, pp. 6182—6194.
29. Sellers W. D. 1965. Physical Climatology. Univ. of Chicago Press, Chicago.
30. Stringer E. T. 1972. Foundations of Climatology. W. H. Freeman and Co., San Francisco.
31. U. S. Army Corps of Engineers. 1949. Report on frost investigations 1944-45. Addendum No. 1, 1945-47, Frost Effects Lab., New England Div.
32. Van Wijk W. R. (ed.). 1966. Physics of Plant Environment. North-Holland Publishing Co., Amsterdam.
33. Vowinkel E. and S. Orvig. 1965. The heat budget over the Arctic Ocean. Publ. in Meteorol. No. 74, McGill Univ. Press, Montreal, P. Q.
34. Williams G. P. and L. W. Gold. 1958. Snow density and climate. Res. Pap. No. 60, Nat. Res. Counc. Can., Div. Build. Res., Ottawa, Ont.
35. Williams J. 1975. The influence of snowcover on the atmospheric circulation and its role in climatic change. J. Appl. Meteorol., Vol. 14, pp. 137—152.

Глава 3

Снег и сельское хозяйство

СНЕГ И ИРРИГАЦИЯ

Снег как источник ирригационных вод

Снег является источником по крайней мере трети вод, используемых в ирригационных целях; в 28 странах, где общая площадь орошаемых земель составляет примерно 185 млн. га (табл. 3.1),

Таблица 3.1

Общая площадь орошаемых полей [47—50]

Страна	Год	Площадь орошаемых полей, тыс. га	Страна	Год	Площадь орошаемых полей, тыс. га
Китай ¹	1977	48 700	Австралия	1976	1 475
Индия	1972	31 590	Чили	1973	1 238
США	1969	15 832	Бангладеш	1973	1 212
СССР	1976	15 300	Болгария ²	1977	1 149
Пакистан	1973	14 043	Перу	1971	1 110
Иран	1976	5 840	Бирма	1976	984
Мексика	1976	4 816	Марокко	1972	850
Ирак	1963	3 695	Франция	1970	539
Италия ²	1970	3 345	Канада	1970	421
Испания	1977	2 893	Алжир	1977	285
Афганистан	1973	2 400	Непал	1971	181
Турция	1972	1 939	Югославия	1977	143
Румыния ¹	1977	1 854	Новая Зеландия	1972	135
Аргентина ²	1976	1 820	Боливия	1974	110

¹ По оценке ФАО.

² Общая площадь, оснащенная ирригационными сооружениями.

снег служит главным источником ирригационных вод. В пяти странах, таких как Китай, Индия, США, Пакистан и СССР, площадь ежегодно орошаемых земель превышает 14 млн. га [50]. Важно отметить, что в каждой из этих стран возделываются обширные пустынные пространства, по которым текут крупные реки, берущие начало в высокогорье, где залегает постоянный снеж-

ный покров. В табл. 3.2 приведены некоторые характеристики четырех таких рек.

Таблица 3.2

Характеристики рек, обеспечивающих ирригационные нужды крупных пустынных регионов [113]

Страна	Горный район	Река			Пустыня
		Название	Площадь бассейна, км ² (длина, км)	Средний годовой сток, 10 ⁶ м ³	
Китай	Цзинь-Хай (Кулум)	Хуанхэ	715 000 (4350)	47 000	Улан-Бах Хоб, Тенджер Тхар (Инд)
Пакистан, Индия	Кашмир (Гималаи)	Инд	958 000 (2900)	313 000	Кызыл-Кум
СССР	Памир	Аму-Дарья (Оксуз)	326 860 (2000) ¹	64 900	Кара-Кум
США, Мексика	Сан-Хуан (Скалистые горы)	Рио-Гранде Рио-Браво	471 000 (3030)	5 600	Нью-Мексико

¹ Примерная оценка.

Снег, покрывающий высокие водосборы, представляет собой запас воды, которая питает водные потоки и обеспечивает выращивание сельскохозяйственных культур. Сторр [138] в работе, посвященной изучению режима осадков на водосборе на восточных склонах Скалистых гор Канады, сделал вывод о том, что снег составляет около 70—75 % общего количества осадков. Поскольку снег аккумулируется в периоды с малым суммарным испарением, снежная составляющая стока в горах часто выше, чем дождевая. Например, Гуделл [67] подсчитал, что 90 % годового стока в Скалистых горах штата Колорадо, на территории, лежащей выше 2740 м над уровнем моря, обеспечивается запасами снега.

Следует учитывать также, что таяние снежного покрова совпадает по времени с увеличением потребностей в воде прорастающих сельскохозяйственных яровых культур. На западе США на южном рукаве реки Огден, которая берет начало в заснеженном водосборе, 75 % среднего годового стока приходится на вегетационный период — с апреля по сентябрь [169]. В Южной Азии таяние снега в Гималаях служит единственным существенным источником ирригационных вод для яровых сельскохозяйственных культур в долине реки Инд между севом и началом муссонных дождей [32]. Гидрограф реки Ли-Крик в Канаде показывает

типичный пример распределения стока горных рек, имеющих снеговое питание и являющихся источником вод для ирригации (рис. 3.1); основная часть их стока приходится на начало вегетационного периода между серединой апреля и серединой июля.

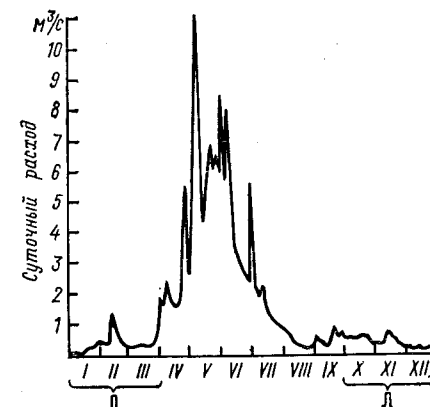


Рис. 3.1. Среднесуточный гидрограф, р. Ли-Крик (п. Кардстон), провинция Альберта, 1971 г.; площадь водосбора 303 км² [157].

Л — ледяной покров на реке.

Прогноз запасов ирригационных вод

Израэльсон и Хансон [84] отмечают, что наблюдения за снежным покровом с целью определения запасов ирригационных вод являются общепринятыми. Разработано множество методов, при помощи которых, используя данные наблюдений за снегом, можно прогнозировать сезонный объем воды, пик стока, дату пика и число дней, в течение которых скорости потоков будут превышать обычный уровень. Основное уравнение, которое применяется для прогноза объема стока R по разности индекса осадков P_i и индекса потерь L_i , имеет вид

$$R = P_i - L_i. \quad (3.1)$$

В оперативной практике Службы охраны почв США [152] для прогнозирования стока применяют следующее уравнение:

$$R = a + bB + fF + rP + sS, \quad (3.2)$$

где B — базисный сток, F — осенние осадки, P — весенние осадки, S — снеготопы, a, b, f, r, s — коэффициенты регрессии.

В качестве предикторов для прогноза используется множество взаимозависимых величин (табл. 3.3). Влияние этих величин на сток изменяется во времени и пространстве. Снеготопы определяются обычно путем измерения массы снега в одном или многих пунктах стационарной управляемой гидравлическим способом снегомерной подушкой или посредством взвешивания колонок снега на портативных весах. Сток грунтовых вод в русло норми-

Таблица 3.3

Параметры, учитываемые при прогнозе стока [151]

Параметр	Влияние на индексы осадков и потерь	
	Качественное описание	%
Снегозапас	На P_i очень значительное	60—90
Предшествующий сток	На P_i умеренное	5—15
Сток грунтовых вод	На P_i умеренное	5—15
Почвенная влага	На L_i умеренное	5—10
Количество осадков		
осенью	На P_i умеренное	5—20
зимой	На P_i от умеренного до значительного	30—60
весной	На P_i от умеренного до значительного	10—25
Температура воздуха	На L_i от умеренного до значительного	10—25
Скорость ветра	На L_i умеренное	5—20
Радиация	На L_i умеренное	5—15
Относительная влажность	На L_i умеренное	5—10

Примечания: 1. Влияние скорости ветра и радиации на объем стока и максимальные расходы отрицательное; температуры воздуха на объем стока — отрицательное, а на максимальные расходы — положительное; влияние всех прочих параметров на объем стока и максимальные расходы положительное. —2. В таблице обобщено относительное влияние каждого параметра; диапазоны влияния параметров (в процентах) на объемы стока и максимальные расходы рассчитаны при помощи уравнения множественной регрессии.

рует базисный сток, который вместе с осенними, зимними и весенними осадками обуславливает изменение индекса осадков P_i ; почвенная влага, температура воздуха, ветер, радиация, влажность оказывают влияние на индекс потерь L_i . Вместе взятые эти индексы могут быть использованы для разработки прогностических характеристик стока (рис. 3.2).

Дж. Сид [134] сопоставил данные о снегозапасах, полученные в середине зимы на водосборе Ли-Крик площадью 303 км² в провинции Альберта, с объемами стока, измеренными в створе выше ирригационного водохранилища Сэнт-Мэри. Он определил средние значения индекса снежности, статистически рассчитанного для 76 % годовой вариации валового ежегодного объема стока, идущего на ирригацию. Включение в корреляцию весенних и летних осадков увеличило детерминационный индекс до 86 %. На небольших горных речках часто отмечается тесная корреляция между результатами снегомерных съемок и измерений стока.

Службой охраны почв США [151] прогнозируются четыре следующие характеристики стока:

1) объем стока на период с апреля по июль, основанный на индексе снежного покрова (рис. 3.3 а);

2) пик стока за сутки по данным об объеме стока с апреля по июль (рис. 3.3 б);

3) число дней, в которые скорость потока превышает среднюю, и даты, когда эта скорость станет ниже средней; этот прогноз основывается на характеристиках пикового стока, включающих количество дней, когда скорость превышает среднюю, и количество дней между датой падения (рис. 3.3 г);

Год	Индекс испарения с водосбора, 1 мая	Индекс снежного покрова по данным маршрутных снегомеров, 1 июня	Показатель снега, 1 июня	Сток, 10 ⁶ м ³
1948	-2,2	20,3	18,1	136,9
1949	-3,1	20,0	16,9	125,8
1950	-5,0	29,5	24,5	188,7
1951	-6,3	30,2	23,9	183,8
1952	-5,5	25,4	19,9	155,4
1953	-1,6	17,4	15,8	122,1
1954	-8,9	23,3	14,4	109,8
1955	-4,1	16,5	12,4	96,2
1956	-9,6	33,4	23,8	187,5
1957	-0,6	24,6	24,1	182,6
1958	-4,0	22,8	18,8	138,2
1959	-6,7	19,8	13,1	98,7
1960	-4,7	19,0	14,3	102,4
1961	-6,5	15,5	9,0	60,4
1962	-8,0	30,7	22,7	175,2
1963	-3,6	19,0	15,4	117,2

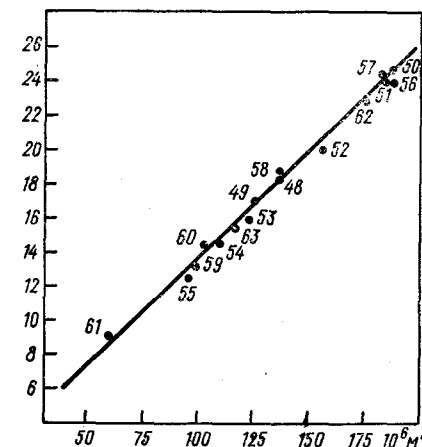


Рис. 3.2. Взаимосвязь между индексом снежного покрова 1 июня за вычетом индекса испарения 1 мая (ось ординат) и стоком за апрель—сентябрь (ось абсцисс) на водосборе Смит-Форк, запад США [151].

Цифрами на рисунке указаны годы.

4) гидрограф на основании оценок перечисленных трех характеристик.

Подготовка прогноза включает в себя отбор переменных индексов, наблюдательных площадок и длины ряда наблюдений. Число снегомерных съемок, необходимое для установления индекса, зависит от изменчивости климата и рельефа района, для которого готовится прогноз. Например, в горном бассейне могут потребоваться снегомерные съемки в пределах каждой высотной зоны и на южном, и на северном склонах. Часто выбор сужается до одной снегомерки или одной стоковой площадки. Определить минимальную длину ряда основных наблюдений для получения устойчивой статистики можно с помощью сопоставления средних годовых значений коэффициента корреляции для стока и индекса водного эквивалента снега; например, из рис. 3.4 следует, что 9 лет наблюдений дают довольно надежную статистику.

При прогнозах снегозапасов придерживаются трех основных допущений:

1) ошибки наблюдений и измерений малы по сравнению с точностью определения индексов;

2) климатические изменения за период проведения наблюдений незначительны;

3) взаимосвязь между индексом и стоком в будущем остается такой же, как и прежде.

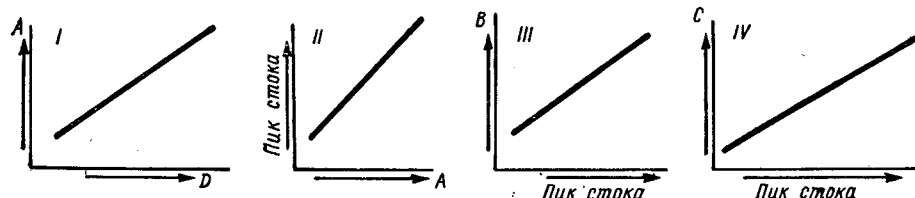


Рис. 3.3. Принятая в Службе охраны почв США процедура прогноза стока.

Четыре этапа: I — прогноз объема стока; II — прогноз пика суточного стока; III — прогноз числа дней, когда сток выше уточненного; IV — прогноз числа дней между пиковым стоком и уточненным [151]; A — сток за апрель—июль; B — число дней с 1 апреля до даты уточненного стока; C — число дней со дня пикового стока до дня уточненного стока; D — разность между индексом суммы осадков и суммарным испарением.

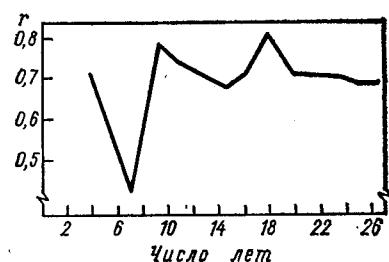


Рис. 3.4. Временная изменчивость коэффициента корреляции r объема стока и показателя водозапаса [151].

По оси абсцисс приводится число лет наблюдений, данные которых использовались для расчета.

Служба охраны почв США [151] оценивает точность прогнозов объема стока за 1922—1963 гг. следующим образом:

Дата выдачи прогноза	Число прогнозов	Ошибка, %
1 февраля	1593	21,6
1 марта	3980	20,0
1 апреля	6515	18,6
1 мая	4928	15,6

Примечание. Здесь под ошибкой подразумевается отношение разности между прогнозируемым и наблюдавшимся объемами к среднему значению за 15 лет.

Снег и ирригация в разных климатических зонах

Ирригационные системы, зависящие от снеговых вод, развиваются во всем мире в регионах с тремя основными типами климатов: аридным, сезонным, семиаридным.

Аридный климат

Орошение пустыни ирригационными водами, поступающими с покрытых снегом гор, осуществляется на всех континентах. Примером может служить орошаемый регион обширной пустыни, охватывающий Кызылкумы и Каракумы на юге — в Северной Азии (Казахстан, Таджикистан, Туркмения и Узбекистан), где отчетливо проявляется совпадение периодов высоких летних температур и минимума осадков, что характерно для пустынь. Покрытый снегом Памир и соседние горные страны поставляют почти всю воду для ирригации этих засушливых земель, на которых выращиваются такие ценные сельскохозяйственные культуры, как хлопок, люцерна, пшеница, сахарная свекла, фрукты и овощи [32].

Сезонный климат

Между реками Ганг и Ямуна в Индии простирается один из наиболее продуктивных сельскохозяйственных районов в мире. Однако севооборот здесь зависит главным образом от поступления вод с Гималаев, которые служат главным источником для ирригации в сухой сезон. Данные об осадках в Маинпуре, штат Уттар-Прадеш (табл. 3.4), характеризуют климат района и подтверждают вывод Канвара [86] о том, что в Индии невозможно ожидать более 20 % годовой суммы осадков за семимесячный период между сезонами муссонов. В течение сухих зим зерновые культуры и овощи выращиваются только с помощью ирригационных вод от снеготаяния; летом площади, засеянные просом, рисом, хлопком, сахарным тростником и маисом, орошаются только тогда, когда это необходимо.

Индо-Гангская равнина, простирающаяся вдоль южной окраины Гималаев на 2500 км, характеризуется очень резкими колебаниями влажности. Отчетливо проявляется уменьшение годовой суммы осадков с востока на запад — от 1900 мм в Бангладеш до 150 мм в Пакистане. Как показывают данные, полученные на пустынной станции в Льяллпуре в Пакистане (см. табл. 3.4), режим осадков в этом аридном районе характеризуется четким сезонным распределением, характерным для муссонного климата Азии. Следовательно, орошение водами реки Инд, берущей начало в Гималаях, имеет большое значение в течение сухой зимы и продолжается также в течение «влажного» муссонного сезона. Талые воды с гор орошают площади, засеянные озимыми культурами, в период с ноября по март, а также играют существенную роль при посеве и начальных стадиях роста яровых культур с марта до начала ежегодных муссонных периодов в июне или июле [105]. Бассейн Ганга является одновременно и аридной, и сезонной орошаемой пустыней.

Таблица 3.4

Среднемесячные значения температуры воздуха $\bar{T}$ и осадков $\bar{P}$ для четырех станций в орошаемых районах [160]

Месяц	Байрам-Али		Маинпури		Льяллпур		Летбридж	
	$\bar{T}^{\circ}\text{C}$	$\bar{P}\text{ мм}$	$\bar{T}^{\circ}\text{C}$	$\bar{P}\text{ мм}$	$\bar{T}^{\circ}\text{C}$	$\bar{P}\text{ мм}$	$\bar{T}^{\circ}\text{C}$	$\bar{P}\text{ мм}$
Январь	0	17	15	17	12	16	-8	1
Февраль	4	19	18	9	15	18	-7	0
Март	10	29	23	12	20	23	-2	2
Апрель	17	22	30	6	26	14	5	17
Май	24	8	34	11	32	8	11	47
Июнь	28	2	35	64	34	29	15	73
Июль	30	0	31	196	33	96	19	39
Август	28	0	29	247	32	97	17	40
Сентябрь	22	0	29	152	30	29	15	27
Октябрь	15	5	26	40	26	5	7	11
Ноябрь	9	9	21	2	19	2	0	2
Декабрь	4	13	16	6	14	8	-4	1
Среднее	16		26		24		5	
Сумма		124		762		345		260

Примечание. Байрам-Али, Туркмения, СССР, 37°44' с. ш., 62°13' в. д., 230 м над ур. м. (за 10 лет); Маинпури, Уттар-Прадеш, Индия, 27°14' с. ш., 79°03' в. д., 157 м над ур. м. (за 30 лет); Льяллпур, Пенджаб, Пакистан, 31°25' с. ш., 73°05' в. д., 80 м над ур. м. (за 30 лет); Летбридж, Альберта, Канада, 49°42' с. ш., 110°05' з. д., 908 м над ур. м. (за 30 лет).

Семиаридный климат

Ирригация в районах с семиаридным климатом служит в общем «прибавкой» к скудным осадкам, выпадающим за вегетационный период. Ирригационные работы в Канаде осуществляются в основном в районах с семиаридным климатом. Рапп [115] сообщает, что на средней ферме в округе Воксхолл, Альберта, в 1958—1968 гг. на ирригацию расходовалось в среднем 43 % всей имевшейся на сельскохозяйственные нужды воды.

Часто семиаридный климат может быть сравнительно холодным, о чем говорят температуры в Летбридже (см. табл. 3.4). Низкие температуры воздуха способствуют уменьшению суммарного испарения, что в какой-то мере компенсирует недостаток осадков.

Районы с климатом от влажного до аридного

Река Рио-Гранде, имеющая жизненно важное значение для сельского хозяйства аридных зон Мексики и США, по которым она протекает, берет начало во влажных горных районах. От ее

истоков в покрытых снегом Скалистых горах до ее устья при впадении в Мексиканский залив Рио-Гранде она орошает площади, засеянные разнообразными сельскохозяйственными культурами. На территориях, занятых горными лесами и пастбищами, талые воды пополняют запасы почвенной влаги, что способствует росту трав, служащих кормом для скота. В верхнем течении Рио-Гранде орошает обширные пространства в семиаридной зоне долины Сан-Луи, занятые картофелем, зерновыми, люцерной. Примерно в 400—500 км ниже по течению река орошает около 34 тыс. га в аридной зоне долины Миддл близ Альбукерка, Нью-Мексико. Следующий 500-километровый участок реки орошает 74 тыс. га, засеянных зерновыми, люцерной, сорго и овощными культурами, в пустыне вокруг Эль-Пасо, Техас. В нижнем течении Рио-Гранде на протяжении 900 км орошает более 40 тыс. га на побережье Мексиканского залива, где возделывается хлопок, цитрусы, зимние овощи [148].

Значение ирригации

Ирригация обеспечивает увеличение урожая, предотвращает неурожай и создает условия для возделывания разнообразных

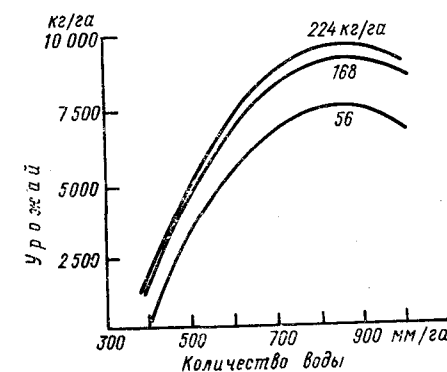


Рис. 3.5. Зависимость урожая пшеницы Инна-66 от количества воды, используемой для орошения в долине Юма, Аризона, в 1971—1972 гг., при внесении разного количества азотных удобрений (кг/га) [79].

сельскохозяйственных культур [31]. Без ирригации во многих наиболее плодородных районах мира продуктивность сельского хозяйства могла бы снизиться до минимума. Например, естественные осадки в пустыне Соноран в Северной Америке обеспечивают условия лишь для одного укоса люцерны в год, в то время как ирригация дает возможность получать здесь 6—8 урожаев этой культуры в год. В 1953 г. орошаемые земли составляли около 12 % общей посевной площади США, но давали 35 % всего урожая страны [72].

Из рис. 3.5 ясно видно значение ирригации для выращивания сельскохозяйственных культур в пустынных районах. Урожай

пшеницы быстро возрастает с увеличением количества поступающей воды, причем максимум отмечается при 863 мм. В течение вегетационного периода осадки практически не выпадают, что подчеркивает полную зависимость выращивания пшеницы в пустынных районах от ирригации [79].

В районах с более влажным климатом ирригация также создает благоприятные условия для выращивания сельскохозяйственных культур. В табл. 3.5 и 3.6 приведены сравнительные данные об урожаях, полученных при наличии и отсутствии ирригации для некоторых семиаридных районов Канады и субгумидных районов Мексики.

Таблица 3.5

Влияние орошения на средний урожай некоторых сельскохозяйственных культур, выращиваемых в Мексике [146]

Культура	Урожай, кг/га	
	Неорошаемые земли	Орошаемые земли
Сахарный тростник	51 655	67 553
Картофель	5 087	8 170
Рис	1 736	2 839
Пшеница	1 037	1 972
Маис	913	1 512
Бобы	430	1 077

Таблица 3.6

Влияние орошения и применения удобрений на средний урожай некоторых сельскохозяйственных культур, выращиваемых в южной Альберте, за 1955—1958 гг. [127]

Культура (сорт)	Урожай, кг/га			
	Неорошаемые земли		Орошаемые земли	
	с удобрением	без удобрения	с удобрением	без удобрения
Люцерна (Ладак)	2 580	2 240	10 740	9 860
Ячмень (Монтгольм)	1 100	1 143	3 169	2 782
Пшеница (Леми, мягкая)	1 728	1 480	3 589	3 193
Пшеница (Тетчер, твердая)	1 458	1 170	4 005	3 429
Сахарная свекла	20 440	18 200	51 740	44 590
Кукуруза	3 140	3 230	7 840	6 860
Картофель (Сетчатый Джемс)	3 965	2 750	19 580	17 360

Примечание. В качестве удобрений применялся фосфат аммония в количестве 84—112 кг/га.

Снег и качество воды

Наиболее пригодны для ирригационных целей воды, которые содержат наименьшее количество растворенных твердых частиц. Химический состав вод из различных источников приведен в табл. 3.7. Поступление пресных талых вод в речные системы

Таблица 3.7

Химический состав (мг/л) различных вод [77]

Компонент	Снег	Дождь	Грунтовые воды		Река		
					базисный сток	снеговое питание	дождевое питание
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0,0	1,2	23	71	27	22	26
Fe	0,00	—	—	0,0	0,04	0,05	0,08
Ca	0,2	1,2	92	32	51	39	65
Mg	0,2	0,7	38	8,8	10	8,2	12
Na	0,6	0,0	110	42	46	25	63
K	0,6	0,0			3,7	3,7	4,3
HCO ₃	3	7	153	161	161	115	176
SO ₄	1,6	0,7	137	54	102	74	161
Cl	0,2	0,8	205	12	26	11	28
NO ₃	0,1	0,2	83	0,6	1,3	1,9	1,7
Всего растворенных твердых частиц	4,8	8,2	764	310	347	242	448
pH	5,6	6,4	—	7,9	—	—	—
Проводимость при 25 °C, 10 ⁻⁶ (Ом·см) ⁻¹	—	—	1302	404	526	366	665

Примечание. Данные, приведенные в столбцах 1—7, имеют следующую пространственно-временную привязку: 1) Спунер-Саммит, автомагистраль № 50 к востоку от Лэйк-Тахо, Невада, 2164 м над ур. м., 20 ноября 1958 г.; 2) Менло-Парк, Калифорния, 90 м над ур. м., с 8 до 14 ч, 10 января 1958 г.; 3) ирригационная скважина (84 м), долина р. Солт-Ривер, Аризона, 14 августа 1952 г.; 4) 7 скважин бытового водоснабжения (62—218 м), формация Санта-Фе, Альбукерк, Нью-Мексико, 12 октября 1951 г.; 5) р. Рио-Гранде в Сан-Акации, базисный сток, 1 ноября 1941 г.—28 февраля 1942 г.; 6) р. Рио-Гранде в Сан-Акации, снеговой сток, 1 марта—30 июня 1942 г.; 7) р. Рио-Гранде в Сан-Акации, дождевой и базисный сток, 1 июля—31 октября 1942 г.

обычно улучшает качество воды, используемой в ирригационных целях [90].

В результате снегового стока ширина реки увеличивается, возрастает скорость течения и уменьшается минерализация. К сожалению, чистота этой снеговой воды, так же как и всей воды в реке, уменьшается вниз по течению. Несмотря на изменение хи-

мических свойств вниз по течению благоприятное воздействие талых вод на реку часто сказывается на очень большом расстоянии от источников этих вод. На рис. 3.6 показано уменьшение удельной проводимости вод Рио-Гранде в пункте Сан-Акация, вызванное поступлением весеннего стока в мае; пункт удален от основных источников снегового питания примерно на 1200 км вниз по течению.

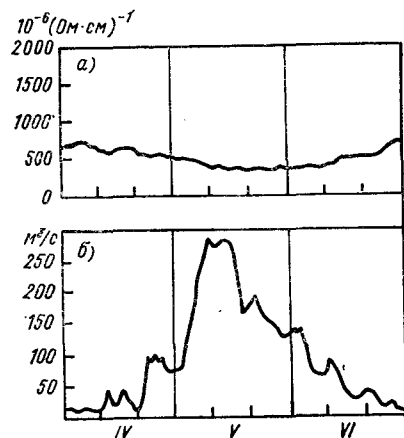


Рис. 3.6. Электропроводность воды при 25°C (а) и среднесуточный расход (б) реки Рио-Гранде, Сан-Акация, штат Нью-Мексико, апрель—июнь 1945 г. [77].

наблюдается в любое другое время года. По-видимому, это увеличение объясняется тем, что растительные остатки и удобрения, которые в течение всей зимы находились в замерзшем состоянии, весной вымываются и попадают в сток. Содержание этих веществ невелико, однако в поверхностных водах оно в 5—6 раз выше, чем в фильтрующихся. В работе Хенслера и др. [78] также указано на то, что когда на снегу имелись различные отходы животноводства, талые воды обогащались азотом.

СНЕГ И ПАВОДКИ

Убытки от наводнений в сельскохозяйственных районах каждый год огромны; часто они значительно выше, чем в промышленных районах. Уорнер [155] оценивает общий ущерб, причиненный наводнением в мае—июне 1964 г. в южной Альберте, в 1 млн. канадских долларов. Форд и др. [53] оценили ущерб, причиненный сельскому хозяйству весенним паводком реки Канзас, США, в 1951 г. в 102 млн. долларов, а убытки в результате

паводка Миссури в 1952 г. составили 100 млн. долларов. Убытки, причиненные сельскому хозяйству США в 1975 г., оцениваются более чем в 1630 млн. долларов [156].

Уайнбергер [159] писал, что годового ущерб, причиняемый паводками сельскохозяйственным угодиям, расположенным в верхних частях водосборов в США, составил в 1960 г. 513,9 млн. долларов. Если допустить, что ущерб сельскому хозяйству США составляет в среднем 0,1 ущерба всему мировому сельскому хозяйству, то последний в 1960 г. превышал 5 млрд. долларов.

В районах с умеренным климатом основные паводки наблюдаются чаще всего в конце зимы и весной [75, 87]; причиной их служит таяние снежного покрова. Четырнадцать стран представили в мировой каталог данные об очень крупных наводнениях, причем в качестве главной причины паводка во всех случаях указано таяние снега [147]. В США основная часть ущерба, причиняемого паводками сельскому хозяйству, приходится на долю территории, ежегодно покрываемой снегом [156]. На равнинах наличие обширных пространств, покрытых снегом, и широкое разнообразие циркуляционных процессов увеличивают вероятность возникновения паводков. В периоды быстрого снеготаяния огромное количество воды высвобождается для стока, что вызывает паводки ниже по течению. Данные об аккумуляции снега играют важную роль при составлении прогноза паводка, который готовится на основании данных измерений толщины снежного покрова и снегозапасов [96].

Для того чтобы вызвать паводок, необходим приток энергии, способной обеспечить таяние снега со скоростью, превышающей скорость инфильтрации в подстилающие снег грунты. Результаты исследований Эриксона и др. [46] на стоковых площадках в степях показывают, что максимальное количество снега, стаивающего за сутки, редко превышает 55 мм (в водном эквиваленте). Обычно большинство почв в незамерзшем состоянии способны обеспечить скорость инфильтрации 55 мм/сут [17, 64]. Когда почва мерзлая, следует ожидать уменьшения скорости инфильтрации [68] и существенного увеличения угрозы паводка [18]. Ростведт и др. [120] исследовали в марте—апреле 1962 г. паводок на возделываемых землях в Южной Дакоте и установили следующую гидрологическую последовательность:

- 1) середина января 1962: снегозапас в среднем 80—150 мм;
- 2) 24 января—14 февраля: 80—130 мм воды растаяло и просочилось в почву; стока нет;
- 3) 16 февраля—16 марта: температура воздуха остается ниже 0°C; инфильтрующаяся вода замерзает, превращаясь в лед; после снегопадов снегозапас увеличился на 130—200 мм;
- 4) 23—24 марта: дожди добавили 8—13 мм воды; стока нет;
- 5) 27 марта: снег тает, начинается сток;

6) 29 марта — конец апреля: паводок; ущерб оценивается в 3,8 млн. долларов.

По-видимому, главная угроза возникает тогда, когда таяние снежного покрова происходит при минимальной инфильтрации воды в почву.

Степень ущерба, причиняемого сельскому хозяйству паводками, вызванными таянием снега, обусловлена разными факторами, которые Лайл [95] разделил на факторы, связанные с водой (например, глубина, продолжительность, скорость, мутность) и с землей и посевной культурой (методы охраны почв, направление рядов при посеве семян, пастбища, переработка остатков урожая, разнообразие и «сила» культур, стадия роста растений).

Ущерб, причиняемый сельскому хозяйству паводками, можно подразделить следующим образом: 1) непосредственный ущерб и уничтожение посеянных культур; 2) разрушение дорог, зданий, оград, ирригационных систем и дренажных сооружений; 3) разрушение почв в результате эрозии, оврагообразования и отложения наносов на засеянных культурами полях; 4) увеличение (или уменьшение) засоления местных почв; 5) потери складированных сельхозпродуктов и скота; 6) косвенные издержки, такие как опоздание с началом полевых работ и уменьшение посевных площадей.

СНЕГ И УРОЖАЙ В ЗАСУШЛИВЫХ РАЙОНАХ

Потребность в воде

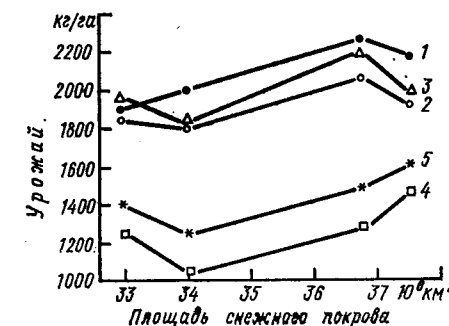
Все сельскохозяйственные культуры нуждаются в воде. Луговым и полевым культурам требуется особенно много воды, которую они получают из почвы; дефицит воды вызывает уменьшение производства сельскохозяйственной продукции. Необходимое количество почвенной влаги зависит от вида культуры, продолжительности вегетационного периода и условий испарения. Например, при выращивании люцерны расходуется 648 мм в условиях холодного семиаридного климата провинции Альберта, Канада [127], 762 мм в условиях теплого семиаридного климата штата Канзас, США [74], и 1333 мм в жарких пустынях штата Аризона, США [76]. Для выращивания картофеля в каждом из этих районов требуется примерно на 20 % воды меньше.

Большая часть пищевых продуктов, фуража и древесины производится в холодных аридных и семиаридных районах СССР, Китая, Северной Америки и на плоскогорьях Южной Америки. Таким образом, наличие воды в этих районах в период выращивания различных культур оказывает значительное влияние на создание мировых запасов сельскохозяйственных продуктов. На

рис. 3.7 отчетливо проявляется зависимость производства пшеницы от площади залегания снежного покрова в северном полушарии. По данным Коула [33], Стейпла и Лехейна [131], а также Уиллиса и др. [164], дополнительные 10 мм воды сверх 200—250 мм осадков могут увеличить урожай яровой пшеницы на 200 кг/га. Данные наблюдений показывают, что потребности в воде для выращивания отдельных культур в засушливых условиях меняются от региона к региону в зависимости от климата и от года к году в зависимости от погоды. Стейпл и Лехейн [130, 131] представили результаты полевых испытаний яровой пшеницы

Рис. 3.7. Зависимость урожая пшеницы (яровой, озимой, твердой) в различных регионах от общей площади снежного покрова северного полушария по данным за 1968—1972 гг. [165].

1 — штаты Вашингтон, Орегон, Айдахо, Монтана, Северная Дакота, Южная Дакота, Миннесота, Висконсин; 2 — перечисленные выше штаты плюс Канада; 3 — перечисленные выше регионы плюс штаты Вайоминг, Колорадо, Небраска, Канзас; 4 — СССР; 5 — все указанные регионы в целом.



на семи фермах в семиаридном районе юго-западного Саскачевана за 12 лет (1938—1950 гг.). Только для выживания пшеницы, которая дает лишь от 60 до 120 кг/га зерна, требуется 125—150 мм воды, получаемой либо в виде дождевых осадков в течение вегетационного периода (измерено осадкомером), либо из почвы (рассчитано как разность между влагосодержанием образцов, взятых во время жатвы и посева). При увеличении количества воды до 262 мм урожай зерна медленно возрастает до 942 кг/га, а каждые последующие 25 мм воды (пока количество воды не достигнет 412 мм) дают прибавку к урожаю от 230 до 400 кг/га. Джонг и Ренни [38] отмечали, что во влажном районе на востоке центральной части Саскачевана, где скорость суммарного испарения ниже, на каждые дополнительные 25 мм воды (сверх среднего многолетнего уровня осадков) была получена прибавка к урожаю в 200—275 кг/га. Тесная корреляция между водой и урожаем наблюдается также при выращивании озимой пшеницы в семиаридных, засушливых условиях [126].

Последовательность применения удобрений также связана с наличием накоплений почвенной влаги [154, 11, 38, 118]. Для достижения большего эффекта питательные вещества из удобрений должны быть растворены в почвенной влаге так, чтобы они могли усваиваться корнями растений вместе с водой, которая затем будет испаряться. Следовательно, недостаток почвенной влаги

ограничивает количество питательных веществ, усваиваемых растениями. Широко распространено заблуждение, что применение удобрений усиливает рост растений и при этом требуется больше воды. Исследования в семиаридных зонах постоянно показывают обратное. Так, Бауэр и Янг [20] продемонстрировали, что эффективность водопользования (количество зерна, получаемое на еди-

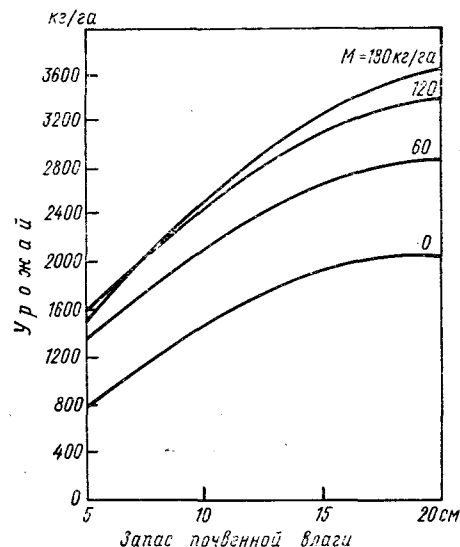


Рис. 3.8. Увеличение урожая ячменя (кг/га) в зависимости от количества доступной почвенной влаги при среднем количестве осадков за июнь—июль 117 мм и при применении различного количества M азотных удобрений [27].

ницу использованной воды) при выращивании яровой пшеницы в случае применения удобрений возрастает. Хотя процессы транспирации и контролируются суммарным испарением, все же они определяются в первую очередь наличием почвенной влаги. Растения, выращиваемые с внесением удобрений там, где почвенной влаги много, потребляют ее больше просто потому, что она имеется в наличии. Там, где влаги мало, растение потребляет ее меньше независимо от того, применяют удобрения или нет. По данным Бойла и Питтмана [27], в южной Альберте при среднем количестве осадков за вегетационный период 117 мм и запасе почвенной влаги во время сева 100 мм, а также при использовании азотных удобрений в количестве 0, 60, 120, 180 кг/га был получен урожай ярового ячменя соответственно 1500, 2100, 2450, 2500 кг/га (рис. 3.8). При запасе почвенной влаги в период сева в 200 мм урожай составил 2050, 2900, 3450, 3650 кг/га. Эти данные соответствуют эффективности водопользования 6,9; 9,9; 11,3; 11,5 кг/мм при водозапасе 100 мм и 6,4; 9,2; 10,9; 11,5 кг/мм при водозапасе 200 мм.

Значение почвенной влаги велико в семиаридных районах. Материалы за 11 лет (1968—1978 гг.) наблюдений в семиаридном

районе Саскачевана показывают, что количество дождевых осадков в течение вегетационного периода составило в среднем 149 мм при максимуме 260 мм. Ясно, что для обеспечения 262—412 мм воды (по данным Сейпла и Лехейма [130], это необходимо для получения экономически рентабельного урожая яровой пшеницы) требуется значительное количество почвенной влаги, накопленной после выпадения зимних осадков. Специалисты Саскачеванского консультативного совета по почвоведению и агрономии и Сельскохозяйственного колледжа Саскачеванского университета [122, 13] считают, что для получения удовлетворительного урожая в период сева запас почвенной влаги должен быть 100—125 мм.

Вода нужна также и для производства древесины. Чтобы получить древесину нужных размеров и кондиций, на семиаридных возвышенностях северной Мексики деревья должны расти в течение 150 лет, а в условиях влажного климата побережья 60—80 лет. Рост деревьев в сухом климате так сильно зависит от наличия воды, что удалось разработать методику выявления исторических колебаний климата, основанную на сравнении толщины годовых колец на стволах деревьев. Данные, полученные в результате применения этой методики, прекрасно совпадают с результатами дендрохронологического датирования, которое впервые предложил Дуглас для аридных районов юго-запада США и северной Мексики.

Снеговая почвенная влага на летних парах

Вероятно, наиболее широко распространенным способом создания достаточных запасов почвенной влаги, необходимой для выращивания сельскохозяйственных культур в районах с семиаридным климатом, является летнее парование, когда какая-то яровая культура «приносится в жертву» с тем, чтобы сохранить влагу в почве для последующего сезона. Обычно производится три или более летних пахот для предотвращения роста сорняков и для мульчирования стерни. Поскольку сорняки испаряют влагу, которую стараются сохранить с помощью летнего парования, их следует удалять, либо распахивая почву, либо применяя гербициды [107]. Дженсен и др. [85] показали, что запоздание с удалением сорняков ранней весной приводит к уменьшению количества почвенной влаги, сохраняемой летним парованием, и уменьшает урожай яровой пшеницы на 5 % за каждую неделю запаздывания (табл. 3.8).

Влияние летнего парования на водозапас широко изучено. Стейпл и Лехейн [130] представили данные об охране вод в южном Саскачеване (рис. 3.9), полученные в результате изучения семи различных периодов летнего парования продолжительностью 21 мес с 1939 по 1950 г. По данным [130], средний запас влаги

в почве составил 36, 33, 13 и 16 % осадков для периодов, охватывающих соответственно первую осень (август—октябрь), первую зиму (ноябрь—апрель), лето и осень (май—октябрь) и вторую зиму (ноябрь—апрель). Среднее количество сохраненной влаги за 21 месяц составило 21 %. Авторы относят высокую эффективность сохранения влаги в течение первой зимы за счет за-

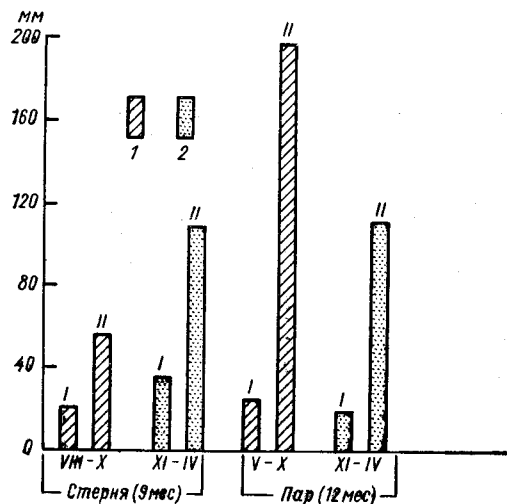


Рис. 3.9. Изменение средних запасов почвенной влаги (I), а также типа и количества осадков (II) в период летнего парования продолжительностью 21 мес по данным за семь 21-месячных периодов с 1939 по 1950 г. на юге Саскачевана [130].

1 — дождь, 2 — снег.

держания влаги стерней. Данные говорят о большой ежегодной изменчивости, свидетельствующей о случайных потерях почвенной влаги в течение лета, осени и второй зимы.

Стейпл, Лехейн и Уэнхардт [133], проанализировав данные за 12 лет, установили, что поступления почвенной влаги в течение всей зимы составили в среднем 37 и 9 % зимних осадков соответственно за первую и вторую зимы. Смика и Уилтфилд [126] проанализировали данные по почвенной влаге, полученные на летних парах в Норт-Платте, Небраска, за 1907—1941 и 1961—

Таблица 3.8

Влияние роста сорняков на сохранение влаги в парах и на урожай пшеницы, высеваемой на этих парах, по данным за 3 года [85] (перепечатывается с разрешения Министерства снабжения и обслуживания Канады)

Обработка	Запас почвенной влаги, мм	Урожай, %
Рост сорняков не допускается	130	100
Первая культивация 15 мая	114	88
Первая культивация 15 июня	91	78
Первая культивация 15 июля	48	47

1965 гг. и сделали вывод о том, что «между 1 июля и временем посева озимой пшеницы в сентябре было накоплено очень мало влаги». Авторы видят главную причину сохранения вод летними парами в том, что стерня задерживает снег.

Снеговая вода для сельскохозяйственных культур засушливых районов

В засушливых районах возделываются главным образом зерновые, масличные и фуражные культуры. Грэм в [69] дал обзор восьми работ, в которых пополнение почвенной влаги за счет рас-

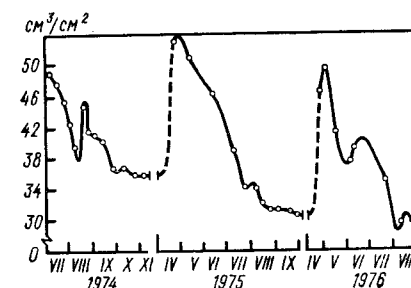


Рис. 3.10. Относительный объем почвенной влаги в 122-сантиметровом разрезе почвы, засеянной многолетними травами; Биклей, Саскачеван.

таившего снега считается весьма значительным для водного режима этих культур. Результаты измерений содержания почвенной влаги в экспериментальном бассейне озера Бад в семиаридной зоне Саскачевана (рис. 3.10) явно показывает ежегодное пополнение вод за счет растаявшего снега и их последующие потери на испарение. Количество снеговой воды, необходимое для культур засушливых районов, зависит главным образом от повторяемости, толщины, распределения и продолжительности залегания местного снежного покрова, условий погоды и снеготаяния, а также свойств почвы, обуславливающих инфильтрацию и аккумуляцию воды. Доля талых вод, поступающих в почву, пополняя запасы почвенной влаги, в общем отражает степень аридности региона. Стейпл и др. [133] проанализировали данные за 20 лет и исследовали зависимость между изменениями содержания почвенной влаги за период между жатвой и севом (C), зимних снежных осадков (S) и осенних (за период после жатвы) дождей осадков (R) для площадей на юго-западе Саскачевана, занятых яровыми культурами и находящихся под паром. Авторы получили следующие зависимости:

для площади, занятой стерней

$$C = 0,38S + 0,34R + 0,76, \quad (3.3)$$

под паром

$$C = 0,009S + 0,43R - 3,81. \quad (3.4)$$

На стерне со средним содержанием почвенной влаги 33 мм величины S и R (уравнение 3.3) оказывали одинаковое влияние на величину C , так как соответствующие коэффициенты регрессии были примерно равны. На площади, находящейся под паром (среднее содержание влаги 101 мм), влияние снежных осадков на C пренебрежимо мало. Это связано с тем, что поверхность почвы не может задержать инфильтрующиеся талые воды. В центральной части Северной Дакоты, климат которой менее аридный, чем климат юго-западного Саскачевана, от 48 до 77 % стаявшего снежного покрова на мерзлых почвах дали поверхностный сток [144]. Согласно измерениям весеннего стока от снеготаяния на площадках на востоке Северной Дакоты, где климат более влажный (т.е. и сумма годовых осадков, и сумма зимних осадков выше), чем в центральном и западном районах, 80 % или более зимних осадков формируют поверхностный сток [19].

Пополнение почвенной влаги за счет снежного покрова, по-видимому, достигает максимума на более засушливых полях [133]. Поэтому доля снеговых вод при выращивании сельскохозяйственных культур в засушливых районах обычно увеличивается там, где меньше паров и больше ежегодно засеваемых площадей. Блэк и Сиддоуэй [24], а также ряд других исследователей показали, что любые культивационные мероприятия, проводящиеся с целью оптимизации использования снеговых вод для повышения урожаев в засушливых районах, должны сопровождаться внесением удобрений.

Вид выращиваемой культуры также влияет на использование воды, получаемой в результате таяния снежного покрова. Травы, пастбища, луга, озимая пшеница и озимая рожь потребляют инфильтрирующуюся в почву воду сразу после появления повторных всходов весной. В то же время культурам, высеваемым весной, необходимо время, чтобы развить корневую систему, прежде чем они смогут полностью использовать воду: это запаздывание увеличивает потери, вызываемые просачиванием воды ниже уровня корневой системы, а также испарением.

Распашка земли, производимая после уборки яровых культур, в засушливых районах широко используется для обеспечения инфильтрации всех зимних осадков. Лал и Степун [91] провели обзор исследований, касающихся осенней вспашки в более холодных районах Великих равнин. Однако им не удалось обнаружить данных, которые позволили бы сделать вывод о том, что осенняя вспашка эффективна в отношении увеличения инфильтрации зимних осадков. Исключением является редкий случай, когда в результате резкого раннего заморозка почвенная влага в поверхностном слое замерзает, а затем после дождей или снеготаяния

на нем образуется непроницаемый ледяной слой. Кроме того, осенняя вспашка ведет к уничтожению стерни, что уменьшает снегозадерживающую способность территории.

Наличие снежного покрова предполагает минимальную распашку при выращивании сельскохозяйственных культур. Надежные гербициды снижают необходимость вспашки как средства борьбы с сорняками. В результате меньше разрушается стерня, сохраняется больше снега, а суммарное испарение понижается. Дайберт [37] проанализировал содержание почвенной влаги в четырех предпосевных пахотных системах в центральной части Северной Дакоты осенью и весной (не в вегетационный период) и получил следующие значения: 48 мм на летних парах; 97 мм на полях, засеянных весной; 135 мм на поле, вспаханном весной; 183 мм на непаханном поле.

Использование снега в районах с засушливым климатом

Снег, покрывающий засушливые сельскохозяйственные районы, представляет собой значительный источник доступной воды. Снежный покров толщиной 30 см и плотностью 375 кг/м³, покрывающий северную половину Великих равнин (1 865 000 км²) содержит примерно $213,5 \cdot 10^9$ м³ воды — количество, равное среднему годовому объему (1958—1978 гг.) воды, вытекающей из Великих озер в реку Святого Лаврентия [158]. Ясно, что это крупный источник увеличения объема имеющихся для выращивания сельскохозяйственных культур вод. В действительности в рамках круговорота воды в природе снег — это единственный источник воды, которым можно легко управлять, не производя крупных масштабных изменений, таких как воздействия на облака или отвод поверхностного стока. Наличие снега, его свойства, подверженность перевеванию, а также контроль интенсивности агрономическими и лесотехническими методами благоприятствуют его сохранению при рациональном использовании.

Одна из задач агрономии в засушливых районах заключается в получении максимального урожая сельскохозяйственных культур с минимальными затратами. Для этого необходимо оптимизировать землепользование, уход за почвой, применение пестицидов, механизацию, а также регулировать рыночные цены. Перемещение снежного покрова и аккумуляция его в нужном месте дают возможность непосредственно управлять водными ресурсами. Практика летнего парования как части севооборота в засушливых районах широко распространена, что свидетельствует о ее экономической эффективности. Однако, для того чтобы при этом сохранять воду, необходимо существенное увеличение посевных площадей, затрат горючего и труда, совершенствование механизации. Измерения, проведенные в юго-западном Саскачеване

весной, показывают, что на полях под паром почвенной влаги на 45 мм больше, чем на полях, засеянных сельскохозяйственными культурами (данные за 1971—1977 гг., обобщенные Отделом агрометеорологии Министерства сельского хозяйства Канады). Если, как предполагают Уиллис и Карлсон, Джонг, Ренни и другие, рациональное использование снега может увеличить количество почвенной влаги примерно на 45 мм (около 15 см снега), необходимость летнего парования уменьшается, и, таким образом, больше земель остается продуктивными [163, 37]. Увеличение количества почвенной влаги позволяет также выращивать культуры, требующие большого количества воды, увеличивать число покосов на лугах [161], более эффективно использовать удобрений [43], вводить бобовые культуры в годовой севооборот, что уменьшает количество и стоимость применяемых удобрений [28], собирать солому для производства бумаги и спирта или для других целей. Кроме того, солому следует оставлять на месте для защиты почвы паров от ветровой эрозии [34].

Рациональное использование снега в целях увеличения количества почвенной влаги преследует две цели: задержание снега там, где оно необходимо, и задержание талой воды до тех пор, пока почва не оттаяет настолько, чтобы вода могла просачиваться в нее. В общем в районах с засушливым климатом более важна первая цель, а в районах с более влажным климатом существенное значение приобретает вторая.

Регулирование снежного покрова с целью задержания снега на возделываемых полях и пастбищах включает в себя регулирование ветрового потока. При увеличении горизонтальной скорости возрастает направленная вертикально вверх сила и, следовательно, способность ветра переносить снег. Различные барьеры и преграды препятствуют ветровому потоку, создавая участки ветровой тени, где воздух почти неподвижен; на этих участках происходит отложение снега.

Таким образом, тщательно спланированная система равномерно расположенных ветрозащитных сооружений может вызвать аккумуляцию и отложение снега там, где это необходимо. Снегозащитные преграды также уменьшают последующее уплотнение задержанного снега ветром.

Чтобы обеспечить рациональное использование и регулирование снежного покрова с целью увеличения количества почвенной влаги, необходимо учитывать скорость ветра у поверхности земли и повторяемость его значений. Доказательства того, что скорость ветра в засушливых районах достаточна для воздействия на снежный покров путем переноса и переотложения снега, были предоставлены Кузьминым [6], Мак-Кеем [100], а также Степпуном и Диком [136]. Эти исследования показали, что на характер распределения снега в районе, подверженном ветровому воздействию, влияют особенности ландшафта — рельеф, раститель-

ный покров, тип землепользования. Значения толщины снежного покрова и ее изменчивость в прериях рассматриваются в табл. 5.7.

Уиллис [162] приводит данные из Климатического атласа США [150] по снежным осадкам, средняя годовая сумма которых изменяется на севере Великих равнин от 60 до 100 см. Хотя эти значения изменяются в широких пределах, в среднем они составляют от 20 до 25 % годовой суммы осадков. Данные по шести климатологическим станциям, расположенным на территории канадских прерий¹, за период с сентября 1974 г. по конец августа 1975 г. свидетельствуют о том, что сумма сезонных снежных осадков колеблется от 78 до 137 мм (в водном эквиваленте), что составляет от 20 до 33 % общей суммы осадков за этот период [15].

Продолжительность залегания снежного покрова меняется в зависимости от массы аккумулярованного снега, повторяемости и продолжительности периодов таяния, а также от подверженности снега ветровому переносу. Для того чтобы изучить возможности регулирования снежного покрова в разных регионах, полезно разделить их в соответствии с условиями существования здесь снежного покрова. Мак-Кей [101] рассмотрел два типа снежного покрова в канадских прериях; к ним можно добавить и третий:

1) снежный покров западного региона: тает в результате оттепелей, наблюдающихся в середине зимы; в течение зимы часто исчезает полностью и образуется вновь; обычно пятнистый, несплошной;

2) снежный покров центрального региона: в середине зимы оттепели редки и носят случайный характер; в течение зимы очень редко исчезает полностью; толщина покрова невелика и изменчива;

3) снежный покров северного и восточного регионов; редко подвержен таянию во время зимы; в общем постоянен в течение всей зимы.

Количество снега, которое может быть использовано в хозяйственных целях, зависит от того, сколько снега сублимируется в период ветрового переноса [3, 140]. По оценкам Тейблера [141], при благоприятных условиях 52 % годовых снежных осадков в подверженных ветровому воздействию районах могут сублимироваться до начала таяния. Наблюдения, проведенные в Казахстане, позволили Рылову [9] предположить, что сублимация зависит от вида землепользования, например, потери на возделанных засушливых землях больше, чем в целинных степях. Степпун и Грей [135] применили теоретическую модель сублимации для обработки результатов данных ежедневных метеорологических

¹ Канадские прерии — провинции Манитоба, Саскачеван, Альберта (Канада). (Прим. ред. пер.)

наблюдений за зимний период 1974-75 г. на шести станциях в канадских прериях. Общее количество зимних осадков составило в среднем 105,8 мм; максимальное количество снега, которое могло переноситься ветром и сублимироваться в течение сезона, согласно оценке, составило в среднем 235 мм (табл. 3.9). Потен-

Таблица 3.9

Данные метеорологических наблюдений, а также рассчитанный максимально возможный снегоперенос и потенциальная сублимация по шести станциям Канады за зиму 1974-75 г. [135]

Станция	Снего-запас, мм	Средняя скорость ветра, м/с	Число бурь ($V > 7$ м/с)	Продолжительность бурь, ч	Максимальный снегоперенос, т/м ¹	Потенциальная сублимация, мм
Виннипег, Манитоба	129,3	9,08	41	900	9,18	109
Реджайна, Саскачеван	82,0	9,35	48	1115	13,01	185
Скатун, Саскачеван	78,0	8,80	40	686	5,88	122
Бэд-Лэйк, Саскачеван	101,2	9,38	33	763	8,95	162
Эдмонтон, Альберта	108,0	8,73	27	329	2,62	64
Летбридж, Альберта	136,6	10,5	39	1087	21,74	765

¹ Масса снега на 1 м ширины фронта снегового потока.

циальная сублимация на четырех из шести станций превышала измеренные снежные осадки; однако в действительности сублимация была меньше, так как потенциальное значение предполагает наличие неограниченных запасов снега, движущегося в насыщенном снегом воздушном потоке.

Для того чтобы «управляемый и регулируемый» снег мог быть использован сельскохозяйственными культурами, талые воды должны просочиться в почву и накопиться в зоне, где расположена корневая система растений. Многие исследователи обнаруживали, что содержание почвенной влаги является важным фактором, регулирующим инфильтрацию в мерзлых почвах. П. А. Ларкин [6] показал, что, если почва находится в замерзшем состоянии и содержание воды в ней несколько больше полевой капиллярности, скорость инфильтрации будет очень низкой, а если почва насыщена влагой, скорость поступления воды будет приближаться к нулю. Н. А. Мосиенко [7] наблюдал значительную инфильтрацию в почве, когда водозапас не превышал 60 % полевой капиллярности. Изучая поступление воды в мерзлые степные почвы, Джиллис [63] обнаружил, что скорость инфильтрации изменяется как обратная экспоненциальная функция первоначального содержания почвенной влаги в поверхностном слое (глубина 0,5 см). Грей и др. [68], основываясь на данных о содержании воды и температуре, представили несколько вероятностных кри-

вых (см. рис. 9.12), описывающих изменение скорости инфильтрации в мерзлых почвах. Инфильтрация происходит при большинстве условий, за исключением, возможно, случая, когда температура очень низкая и насыщенная водой почва продолжает оставаться мерзлой.

В сельскохозяйственной практике существуют методы регулирования инфильтрации талых вод. Эриксон и др. [46] наблюдали за скоростью снегового стока с полей, занятых яровыми культурами и парами, и обнаружил, что сток с поля под паром в среднем в 3 раза больше. Уиллис и Хаас [166] показали, что там, где стерня высокая, таяние начинается раньше и происходит несколько быстрее, чем там, где стерня ниже. В общем чем быстрее и раньше обнажается земля, тем выше способность почвы фильтровать и поглощать талые воды.

Методы снегорегулирования

Снегорегулирование в целях повышения содержания в почве влаги, необходимой для выращивания сельскохозяйственных культур, постоянно, хотя и в ограниченном масштабе, практикуется в СССР, США и Канаде. Под снегорегулированием подразумевается создание условий для аккумуляции снега там, где это необходимо, а также для того, чтобы талые воды могли фильтроваться и накапливаться до тех пор, когда они будут потребляться сельскохозяйственными культурами. Рассмотрим кратко некоторые методы снегорегулирования.

Снегозадерживающие заборы. Одна из наиболее ранних попыток воздействовать на снежный покров была предпринята в 1937 г. в местечке Скотт, провинция Онтарио, Канада. Переносимый ветром снег аккумулируется позади стоящих в поле изгородей, которые делаются из хвороста или деревянных щитов [98]. Самые лучшие снегозадерживающие заборы имеют просветность 50 % и более и, таким образом, являются проницаемыми для воздушного потока, несущего снег. Недостатки их заключаются в следующем: они дороги и аккумулируют снег по площади неравномерно, что служит причиной возникновения в будущем полос влажной и сухой почвы, а это в свою очередь, создает значительные трудности при культивации земель.

Снегозадерживающие заборы применялись для аккумуляции снега в степных и лесостепных районах Казахстана [4]. Во время одного из экспериментов зимой 1953-54 г. снегозадерживающие заборы были размещены в шахматном порядке с интервалом в 6—8 м. Хотя в течение зимы эти заборы несколько раз перемещались, аккумуляция снега была неравномерной: толщина снежного покрова на грядах, образовавшихся позади снегозадерживающих заборов, достигала 20—40 см, а между ними состав-

ляла лишь 10—15 см. Грэм и Блэк [70], а также Уиллис [162] пришли к выводу, что для условий США снегозадерживающие заборы непрактичны для широкого применения на возделываемых землях.

Неравномерная аккумуляция снега позади размещенных в поле снегозадерживающих заборов не так существенна на выгонах и неогороженных пастбищах [22, 139]. Грэм и Блэк [70, 69] оценили производительность снегозадерживающих заборов, сооруженных из вертикальных планок с просветностью 72 % на

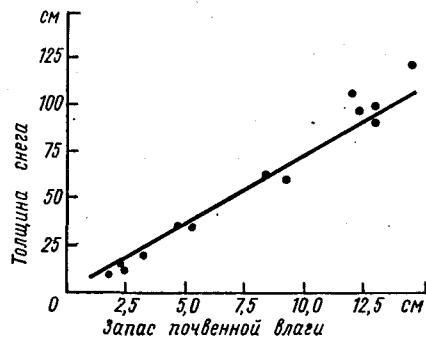


Рис. 3.11. Связь между толщиной снега, отложенного с подветренной стороны экспериментальных снегозадерживающих сооружений, и почвенной влагой, накопленной в результате снеготаяния [69].

пастбищах, засеянных гребенчатым житником, пореем и волоснецом ситниковым. Продолжавшиеся свыше пяти лет эксперименты показали, что в пределах участков длиной 16,8 м с подветренной от заграждений стороны количество воды, накопленной за зиму, оказалось в среднем на 60 мм больше, чем на неогороженных пастбищах; урожай кормовых культур трех указанных видов в среднем равнялся соответственно 2236, 1900 и 1446 кг/га, а объем накопленной воды хорошо коррелировался с объемом отложенного снега (рис. 3.11).

Живые изгороди. Практика выращивания снегозащитных лесных насаждений в пределах возделываемых полей и вокруг них для того, чтобы предотвратить ветровую эрозию, задержать снег на полях, уменьшить испарение и увеличить урожай, широко распространена в СССР, США и Канаде, где в обширных районах имеются многочисленные сельскохозяйственные угодья, окруженные лесными и кустарниковыми полосами, образующими разнообразно расположенные ряды. В астраханских степях 1946–47 г. на защищаемых от ветра полях аккумулировалось в среднем 21,2 см снега, в то время как на открытых — лишь 12 см [2]. Мэттьюз [98] подчеркивал огромное значение для сохранения влаги снегозащитных лесных насаждений, особенно тех, которые окружают сады и огороды. Другие авторы также подтверждали способность лесных насаждений удерживать снег на сель-

скохозяйственных угодьях, однако указывали, что идеальное снегозащитное сооружение должно равномерно распределять снег

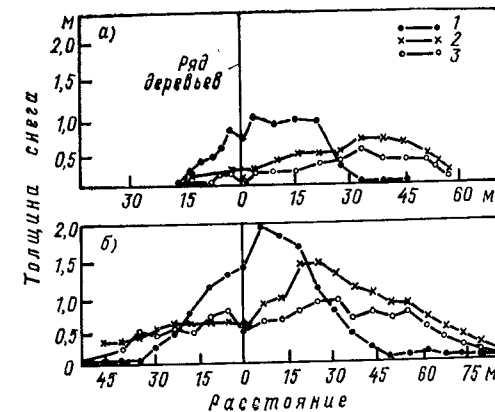


Рис. 3.12. Толщина снежного покрова в 1967 г. (а) и в 1969 г. (б) на площадях, примыкающих к полосам сибирского вяза шириной 6,1 м, используемого в качестве ветрозащитного заграждения [56]

1 — деревья в естественном состоянии; 2, 3 — с подрезанными ниже 0,76 и 1,37 м ветвями соответственно.

на возделываемых полях и пастбищах [55, 57, 61, 62]. Фрэнк и Джордж [56] показали, что можно достичь гораздо большей аккумуляции снега, если поддерживать заграждения в должном состоянии — расчищать и следить за их просветностью (рис. 3.12).

В работе [132] дана оценка влияния ветрозащитных насаждений на урожай сельскохозяйственных культур в Саскачеване. Эти

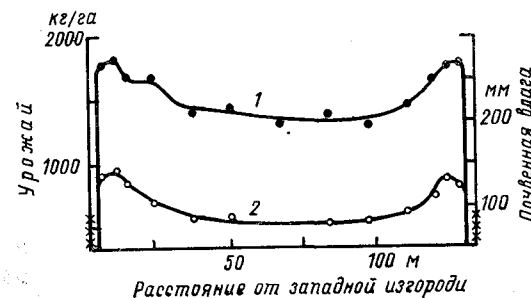


Рис. 3.13. Урожай пшеницы (1) и количество использованной почвенной влаги (2) на различных расстояниях от изгородей; Анероид, Саскачеван, 1950—1954 гг. [132].

Крестиками показано положение изгородей.

насаждения состояли из трех непрерывных рядов караганы (высотой 2,5 м), ясеня (высотой 7 м) и клена (высотой 7 м), размещенных в 137 м друг от друга и простиравшихся на всю длину поля. Измерения содержания почвенной влаги и урожая пшеницы проводились на опытных площадках, расположенных на разных расстояниях в направлении, перпендикулярном направлению полос. Как показано на рис. 3.13 и количество влаги, и урожайность уменьшаются по мере удаления от защитного насаждения; потребление деревьями почвенной влаги на территории, удаленной от них на расстояние, равное трем высотам дерева, измерить

не удастся. Если учесть площадь, занятую насаждениями, то чистое увеличение урожая яровой пшеницы на защищаемых от ветра полях составило 47 кг/га за пятилетний период исследований.

Позднее исследовались достоинства живых изгородей, состоящих из недревесных пород. Например, Брэб и Блэк [70] в Колорадо вырастили двойные ряды суданки (суданская трава), расстояние между которыми составляло от 11,6 до 8,3 м, и обнаружили, что в пределах этих рядов толщина снежного покрова возрастает в среднем на 15,2 см, запасы почвенной влаги — на 38 мм, а урожай пшеницы на 269 кг/га. Блэк и Сиддоуэй [24, 25] по результатам исследований, проведенных в штате Монтана, США, сделали вывод о том, что высокий бурьян можно использовать в качестве снегозадерживающей изгороди. Они установили, что среднее годовое увеличение запасов почвенной влаги на ежегодно засеваемых полях с такими изгородями составило 42 мм (табл. 3.10). В результате урожай яровой и озимой пшеницы

Таблица 3.10

Среднее поступление почвенной влаги (W) и ее сохранность (S) на полях, окруженных изгородями (высокий пырей), и открытых площадях при постоянно засеянных полях и чередовании посевов с паром для штата Монтана, по данным за 7 лет [25]

Период	Количество осадков, мм	Огороженное поле		Открытое поле	
		W мм	S %	W мм	S %
Постоянно засеянные поля					
Первая зима (9 мес)	176,3	96,5	54,8	53,3	30,3
Культура—пар					
Первая зима (9 мес)	176,3	99,1	56,2	53,3	30,3
Летний пар (5 мес)	196,8	15,2	7,7	15,2	7,7
Вторая зима (7 мес)	176,5	25,4	14,4	22,9	12,9
Сумма (21 мес)	556,3	139,7	25,1	91,4	16,4

Примечание. Сохранность — доля осадков, сохранившихся в разрезе почвы в течение каждого периода.

возрос соответственно на 471 и 628 кг/га, при этом азотные удобрения вносились в количестве 67,2 кг/га (табл. 3.11).

Специалисты-практики в Саскачеване [123] предлагали оставлять на полях полосы нескошенных трав, равные ширине захвата косилки. Такой прием практиковался и в США [39]. Эриксон и Степпун [45] применили идею использования таких полос травы в 1975 г. при выращивании яровой пшеницы твердых сортов. Во

Таблица 3.11

Средняя урожайность зерна (кг/га) на полях, окруженных живыми изгородями и на открытых полях в зависимости от чередования культур и применения азотных удобрений для штата Монтана за 1968—1974 гг. [25]

Культура	Азотные удобрения, кг/га		
	0	33,6	67,2
<i>Огороженное поле</i>			
Яровая пшеница	874	1244	1373
Яровая пшеница, чередующаяся с паром	1602	1905	1905
Озимая пшеница	1468	1855	1883
Озимая пшеница после яровой	1222	1967	2074
Озимая пшеница после пара	2062	2342	2365
<i>Открытое поле</i>			
Яровая пшеница	863	—	902
Яровая пшеница после пара	1244	—	1356
Озимая пшеница	1098	—	1255
Озимая пшеница после пара	1513	—	1670

время жатвы полосы пшеницы высотой 60—80 см и шириной 30—40 см, разделенные интервалами, равными 1, 2, 3 захватам комбайна (соответственно 5,3; 10,7 и 16,0 м) были оставлены несжатыми, чтобы служить снегозадерживающими изгородями на полях, которые планировалось засеять следующей весной. Толщина снежного покрова во время максимальной аккумуляции, измеренная на полях, где не было таких полос, составила в среднем 21,2 см. Там, где такие полосы были, средняя толщина снега была больше на 88, 82 и 70 % соответственно на полосах шириной в 1, 2 и 3 захвата комбайна.

Снеговспашка. Одним из методов, обеспечивающих аккумуляцию снега на возделываемых полях и пастбищах, служит вспашка свежеснежавшего снега специальными снегопахами и создание параллельных снежных гряд, которые преграждают путь воздушному потоку, вызывая отложение снега в бороздах между ними. Наиболее эффективны высокие гряды, ориентированные перпендикулярно направлению господствующих ветров.

В канадских прериях вспашка снега как агрономическое мероприятие, направленное на повышение содержания почвенной влаги, необходимой для выращивания сельскохозяйственных культур, периодически привлекает к себе внимание. Мэттьюз [98] сообщал об опытах, проведенных в Скотте, провинция Саскачеван, в 1937—1939 гг. с грядами, расположенными в 2,5 м друг от друга. Толщина снежного покрова, измеренная в 1939 г. во время

максимальной аккумуляции при естественном метелевом переносе на грядках и между ними, приведена в табл. 3.12. Вспашка снега

Таблица 3.12

Изменение толщины снежного покрова весной; Скотт, Саскачеван, 1939 [98] (перепечатывается с разрешения Министерства снабжения и обслуживания Канады)

Дата	Толщина снежного покрова, см			Дата	Толщина снежного покрова, см		
	при естественном метелевом переносе	в грядках	между грядками		при естественном метелевом переносе	в грядках	между грядками
17/III	35,56	53,34	54,61	1/IV	—	8,89	22,86
18	35,56	53,34	54,51	3	—	0,0	16,51
20	34,29	52,07	53,34	4	—	—	13,97
21	33,02	50,80	50,80	5	—	—	13,97
22	30,48	49,53	48,26	6	—	—	13,97
23	25,40	44,45	44,45	10	—	—	6,35
24	22,86	40,64	43,18	11	—	—	6,35
25	22,86	40,64	43,18	12	—	—	5,08
27	21,59	39,37	41,91	13	—	—	2,54
28	16,51	35,56	40,64	14	—	—	0,00
29	15,24	33,02	38,10				
30	8,89	24,13	33,02				
31	0,0	17,78	27,94				

увеличила его естественную аккумуляцию на 100 % на грядках и на 30 % между ними. Однако поступление влаги в почву (табл. 3.13) существенно не увеличилось (исключение составили пастбища), что, вероятно, и объясняет довольно небольшое повышение урожая (табл. 3.14). Автор делает вывод о том, что снего-

Таблица 3.13

Сохранение почвенной влаги (%) при помощи снежных гряд; Скотт, Саскачеван [98] (перепечатывается с разрешения Министерства снабжения и обслуживания Канады)

Культура	Год	Тип землепользования	Слой почвы, см				
			0—15	15—31	31—61	61—91	0—91
Пшеница	1938	Летний пар	22,8	16,7	22,9	22,2	21,2
Пшеница	1939	Летний пар	12,5	14,3	10,5	12,8	12,5
Овес	1939	Стерня	17,7	11,9	11,2	0,0	10,2
Ячмень	1939	Стерня	27,0	7,8	32,3	35,6	25,7
Гребенчатый житняк	1939	Дернина	45,9	25,2	54,0	10,4	33,9

Таблица 3.14

Влияние снежных гряд на урожайность сельскохозяйственных культур; Скотт, Саскачеван [98] (перепечатывается с разрешения Министерства снабжения и обслуживания Канады)

Культура	Год	Тип землепользования	Урожайность, кг/га		Изменение урожайности, кг/га
			со снего-вспашкой	без снего-вспашки	
Пшеница	1938	Летний пар	1204	1049	155
Пшеница	1939	Летний пар	1049	1036	13
Овес	1939	Стерня	1653	1557	96
Ячмень	1939	Стерня	1377	1592	—215
Гребенчатый житняк	1939	Дернина	4610	2823	1786

вспашка, несомненно, должна увеличивать урожай некоторых сельскохозяйственных культур и в общем уменьшать потенциальную эрозию почв, так как поверхность дольше остается влажной.

В 1962 г. Кейс [88] воспроизвел опыты со снеговспашкой в Скотте и начал их в Ловерне (на границе между провинциями Альберта и Саскачеван). В течение нескольких лет он испытывал значительные трудности при формировании гряд из-за недостатка снега, поэтому полученные им в разные годы результаты существенно различаются. Тем не менее он сделал вывод о том, что благодаря грядкам урожай яровой пшеницы увеличился в Скотте в среднем на 2 %, а в Ловерне — на 10 %.

Работая в степных районах Сибири, Кибасов [4] опробовал разные способы снегозадержания; результаты опытов, обобщенные в табл. 3.15, показывают, что очень эффективны живые изгороди, представленные посадками подсолнечника. Однако, созна-

Таблица 3.15

Результаты применения различных методов снегозадержания; СССР [4]

Метод снегозадержания	Средняя толщина снежного покрова, см				
	10 III	16 III	22 III	27 III	6 IV
Естественная аккумуляция	15,3	14,0	—	—	7
Изгороди из хвороста	22,0	21,9	18,9	14,7	7
Изгороди из хвороста с последующей вспашкой снега	27,0	24,8	22,0	17,8	8
Вспашка снега	24,0	21,0	16,0	7,0	2
Заграждения (щитовые)	28,0	27,7	23,7	15,2	8
Живые изгороди (подсолнечник)	42,0	42,0	36,0	32,0	19

вая ограничения, связанные с возделыванием подсолнечника в этих районах, Кибасов отдавал предпочтение снежным грядам, благодаря которым, по его данным, толщина снега увеличивалась на 58 %. Ссылаясь на другие опыты со снежными грядами в северной части Казахстана, Хоккенсмит и Харрисон [80] сообщают, что поступления почвенной влаги составили до 1000 т/га, что эквивалентно полной инфильтрации 100 мм дождевых осадков.

Более поздние опыты со вспашкой снега, проведенные в Саскачеване [44], не дали однозначных результатов относительно эффективности применения этого метода. В 1972-73 г. исключительно сильные ветры выровняли снежные гряды и унесли снег с полей; в 1975-76 г. в результате оттепели в середине зимы многие гряды растаяли, и снегозадерживающая способность резко уменьшилась; в 1976-77 г. снега было недостаточно для того, чтобы сформировать гряды. Однако в 1973-74 г. на полях, покрытых стерней пшеницы, гряды помогли накопить на 43 % больше снеговой воды, причем почвенной влаги было на 70 % больше, чем на контрольных полях без гряд. Кроме того, воды проникали глубже в почву. Увеличение количества почвенной влаги при высоте гряд 15; 30,5 и 61 см составило соответственно 15, 39 и 22,6 %. Дик и др. [44] пришли к выводу, что для того, чтобы применение этого метода снегозадержания было успешным, следует распахать поля немедленно после снегопадов. При этом необходимо отдавать себе отчет в том, что в некоторые годы применение этого метода может не дать результатов.

Использование стерни. Положительная роль стерни в задерживании перевеваемого ветром снега хорошо известна и много раз освещалась в литературе [8, 31, 71, 166]. Стерня высокостебельных культур, таких как подсолнечник, кукуруза, сорго, задерживает больше снега, чем низкая стерня пшеницы, ячменя или льна [1, 88, 126]. В марте 1976 г. измерялась толщина снежного покрова в юго-западном Саскачеване; на стерне яровой пшеницы она в среднем составила 9,5 см, а на стерне подсолнечника — 21,8 см. В центральном Саскачеване были получены соответственно значения 15 и 32 см. Смика и Уитфилд [126] изучали влияние характера поверхности полей, остающихся на зиму, на сохранение снеговой влаги в Норт-Платте, Небраска. Они сопоставили изменения содержания влаги в почве за зиму на полях, где была оставлена стерня озимой пшеницы, и на полях, где стерня была измельчена и внедрена в почву при осенней вспашке (табл. 3.16). Там, где стерня была оставлена, содержание почвенной влаги увеличилось в среднем на 52 мм, в то время, как на тех полях, где стерня отсутствовала, это увеличение составило лишь 9 мм.

Для того чтобы оставить стерню в качестве полос, задерживающих переносимый ветром снег, применялись различные методы уборки сельскохозяйственных культур. Уиллис [162] пред-

Таблица 3.16

Влияние характера поверхности поля, остающегося на зиму, на сохранение почвенной влаги, получаемой из снега; Норт-Платт, Небраска (15 ноября—31 марта) [126]

Зимний период	Характер поверхности	Запас почвенной влаги до глубины 1,83 м, мм		Количество осадков, мм	Сохранность, %
		15 XI	31 III		
1961-62 г.	A	94	145	58	88,2
	B	99	105		10,0
1962-63 г.	A	139	188	58	83,3
	B	153	168		25,3
1963-64 г.	B	112	168	67	83,6
	B	99	105		8,8
1964-65 г.	A	142	193	36	140,6
	B	142	104		-105,6

Примечание. A — растительность оставлена на зиму, B — поле перепахано.

ставил данные измерений снежного покрова, проведенные в Мандане, Северная Дакота (табл. 3.17). Измерения выполнялись на площадках, где культура была полностью скошена (для контроля), и на площадках, где она была скошена выборочно — полосами, разделенными промежутками. Толщина снежного покрова на площадках различалась незначительно, однако из-за того, что плотность снега на площадках с низкой стерней была приблизительно в два раза выше, снегозапас здесь составил 108,6 мм, в то время как на контрольных площадках — 62,9 мм.

Таблица 3.17

Средние значения толщины снежного покрова (h), его плотности (ρ) и содержания воды (m) в снеге на контрольных площадках со стоящей стерней и на площадках с полосами стерни [162]

Номер площадки	Контрольная площадка			Площадка с полосами стерни					
				Стоящая стерня			Скошенная стерня		
	h см	ρ кг/м ³	m мм	h см	ρ кг/м ³	m мм	h см	ρ кг/м ³	m мм
1	48,4	130	62,9	50,8	120	61,0	48,3	221	106,7
2				48,3	137	66,0	48,3	310	149,9
3				50,8	155	78,7	50,8	255	129,5
Среднее	48,4	130	62,9	50,0	137	68,6	49,1	262	128,7

Часто комбайн при уборке легких зерновых культур скашивает одновременно два ряда и укладывает два валька. Это позволяет скашивать ряды (шириной 4—10 м каждый) оставляя стерню разной высоты: одну низкую (менее 20 см), другую высокую (более 40 см). Сравнение данных за три года (1973—1975 гг.) показало, что снегозапас на выборочно выкошенных полях был на 7,1; 16,2 и 5,3 мм больше, чем на полях, выкошенных равномерно [111]. Согласно личному сообщению Рида, там, где ряды стерни были разной высоты, на полях близ Свифт-Коррент, Саскачеван, дополнительное поступление почвенной влаги были на 25 мм, или на 57 % выше, чем там, где стерня была одной высоты.

Один из методов, специально предназначенных для того, чтобы стерня задерживала снег, заключается в посеве рядов высокостебельных растений полосами на полях с посевами основной культуры, например многорядных полос горчицы или подсолнечника на полях, где возделывается зерновая культура. Роденко [8] применял такую практику в Алтайском крае РСФСР. Он установил, что снегозадержание позволяет накопить достаточно снеговой воды, чтобы выращивать яровую пшеницу второй или третий год, обходясь без парования. Вначале пшеница сеялась таким образом, чтобы полосы шириной 1,8 м через каждые 30,6 м оставались незасеянными; площадь этих полос составила около 6 % посевной площади. Примерно через месяц, когда пшеница дала всходы, незасеянные полосы были распаханы и засеяны подсолнечником в три ряда с интервалом в 15 см. В 1959-60 г. на полях с такими полосами, был собран урожай пшеницы 2570 кг/га, а там, где полос не было — 2070 кг/га. Дополнительным преимуществом этой методики явилось увеличение производства и кормовых культур.

Полосы высокой стерни используются также при летнем паровании. Засеивая эти полосы подсолнечником, кукурузой, рапсом или горчицей, можно одновременно получать дополнительный урожай культур и создавать снегозадерживающие заграждения. Бакаев [1] описал использование полос горчицы на полях, засеянных пшеницей в Казахстане. Он установил, что полосы, засеянные в 4—6 рядов горчицы, более эффективны, чем те, которые засеяны в 1—2 ряда; обычно полосы располагают с интервалом в 12 м и засеивают в начале июля. В 1968 и 1969 гг. на полях, где были полосы горчицы, урожай яровой пшеницы составил в среднем по 2214 и 1807 кг/га, в то время как на обычных полях — соответственно 1895 и 1497 кг/га. По данным Кейса [88], на полях с однорядными полосами подсолнечника в двух засушливых районах западной Канады средний прирост урожая яровой пшеницы составил 9 и 1,3 %. В качестве живых изгородей Кейс использовал также посевы кукурузы, однако выяснилось, что вегетационный период слишком короток, чтобы кукуруза могла вы-

зреть. В США в Программе уменьшения эрозии почв рекомендуется применение на летних парах полос льна (2—6 рядов). Однако высеваемые обычно в августе, они редко достигают высоты, достаточной, чтобы быть эффективной снегозадерживающей преградой для 15-метровых пространств, которые их обычно разделяют [162].

Были предприняты попытки подготовить к зиме поверхность пастбищ и открытых степных выгонов для более эффективного задержания снега. Гэлбрейт [59] обнаружил, что в Колорадо в течение всей зимы 1969-70 г. поступление почвенной влаги на пастбищах, где пастба не производилась, было в среднем на 30 мм больше, чем на тех, где паслось большое количество скота. Он предположил, что такое различие объясняется тем, что на пастбищах, где скот не пасется, задерживается больше снега. В работе Уайта и др. [161] приводятся результаты исследований, посвященных оценке влияния интенсивности пастбы на аккумуляцию снега; исследования были проведены на северо-востоке штата Монтана, США, зимой 1971-72 г. После первого бурана толщина снега на пастбищах, где интенсивность пастбы была нулевой, средней и высокой, составила в среднем 15,2; 10,2 и 7,6 см соответственно; после второго бурана эти значения оказались равными соответственно 20,3; 7,6 и 2,5 см, причем снежный покров занимал 100, 70 и 20 % всей площади. Измерения Ван Хаверена и Стрифлера [152], проведенные в Колорадо зимой 1970-71 г., показали, что среднее поступление почвенной влаги на умеренно используемых пастбищах было на 15 % больше, чем на открытых выгонах, где производилась интенсивная пастба. Авторы объясняют это явление тем, что на этих пастбищах трава оставалась более высокой чем на выгонах, и задерживала больше переносимого ветром снега.

Видовой состав растительности на выгонах и пастбищах также влияет на регулирование снежного покрова. Исследуя обширные пастбищные угодья штата Вайоминг, США, Хатчинсон [83] показал, что снег лучше аккумулируется там, где пастбища засеяны высокими луговыми растениями, такими как шалфей (*Artemisia tridentata*). Следует, однако, учитывать, что высокие растения вытаптываются пасущимися животными.

Изменение поверхности. Изменение поверхности почвы с целью регулирования снежного покрова предусматривает вспашку, устройство канав и борозд, разрыхление подпочвенного слоя без выноса ее на поверхность, террасирование. Применение этих методов в разных сочетаниях дает определенные преимущества, которые заключаются в том, что удастся не только задерживать снег там, где это нужно, но и направлять талые воды в места с наиболее благоприятными для инфильтрации условиями. Однако эти методы имеют и недостатки: стоимость их высока, а кроме того, образуются неровности поверхности, создающие

определенные трудности при использовании затем средств механизации. В связи с этим такие методы постоянно применяются главным образом на пастбищах.

Первые опыты по изменению поверхности были проведены на возделываемых землях главным образом с целью контроля эрозии почв, а задержание снега и обеспечение лучшей инфильтрации талых вод было побочной задачей. Осенняя вспашка с применением листера на летних парах была опробована в 1938 и 1939 гг. в 10 районах юго-западного Саскачевана [133]. Этот метод оказался неперспективным, так как значительного увеличения содержания почвенной влаги обнаружено не было. Несколько лет раньше, в 1931—1934 гг. в одном из засушливых районов Канады был опробован также метод террасирования в сочетании с устройством канав; Барнс [18] отмечает, что средний урожай яровой пшеницы на делянках с канавами и без них составил соответственно 1770 и 1410 кг/га на парах и 700 и 470 кг/га на стерне. Хаббард и Смоляк [82] сообщают, что канавы эффективно используются для распространения и задерживания талых вод, что способствует увеличению производства кормовых культур. Они установили также, что борозды глубиной 10,2—12,7 см, заполненные зимой льдом, задерживают некоторое количество воды в период снеготаяния.

Нефф [109] оценил потенциальные возможности снегорегулирования при помощи устройств борозд в районах северо-востока штата Монтана, где климат несколько более теплый. Глубина борозд составляла 15—25 см, ширина 50 см, причем через каждые 5 м внутри борозды были расположены перегородки. Наблюдения, проводившиеся в течение 9 лет (1969—1974 и 1976—1978), показали, что на обработанных таким образом лугах аккумулировалось в среднем на 22 мм снеговой воды в год больше, чем на необработанных пространствах. Кроме того борозды позволяют задерживать поверхностные воды в течение более длительного периода, обеспечивая дополнительное время для инфильтрации вод в почву. В результате увеличивается поступление почвенных вод в течение всей зимы и возрастает урожайность кормовых культур [110].

Разрыхление подпочвенного слоя без вынесения почвы на поверхность с целью обновления луговых угодий исследовалось на востоке штата Монтана Сиддоуэем и Фордом [161]. При помощи почвоуглубителя проделывались маленькие скважины с сетью в 1 м сквозь подпочву. В результате увеличилась способность почвы накапливать влагу и усилилась инфильтрация. Примерно такой же эффект достигается при менее глубокой обработке почвы, хотя при этом, вероятно, задерживается больше снега благодаря высокой стерне, и запасы почвенной влаги возрастают, скорее, вследствие увеличения снеготопливов, а не увеличения скорости инфильтрации [117].

Горизонтальное террасирование служит одним из наиболее эффективных методов изменения поверхности с целью снегорегулирования. Террасы аккумулируют переносимый ветром снег, задерживают талые воды до тех пор, пока земля оттает и инфильтрация станет возможной, уменьшают эрозию почв и увеличивают урожай сельскохозяйственных культур. Следуя разработкам Зинга и Хаузера [171], террасы делают горизонтальными от конца до конца поля и от края до края каждой террасы; 30-сан-

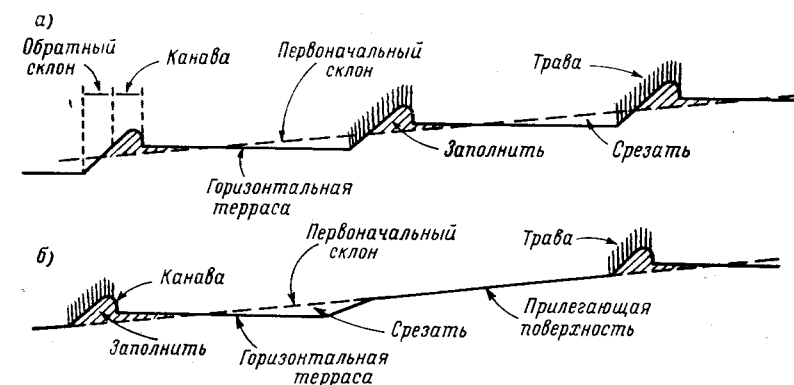


Рис. 3.14. Поперечный разрез горизонтальных террас с прилегающей поверхностью (а) и без нее (б) [167].

тиметровые канавки на бровке нижнего склона задерживают воду. Ширина террасы зависит от крутизны склона; на более крутых склонах террасы делаются уже, шириной 9 м. Как показано на рис. 3.14, террасы могут включать расположенные выше по склону площади, однако они в общем оказывают незначительное влияние на запасы воды и на урожай сельскохозяйственных культур [167]. В штате Северная Дакота в результате террасирования получена прибавка к урожаю яровой пшеницы примерно 370 кг/га, люцерны от 2,2 до 4,5 т/га, костера (*Bromus sp.*) от 2,1 до 3,6 т/га. Следует, однако, заметить, что добавка к урожаю кукурузы была крайне малой [73]. По данным Рауци [116], в штате Вайоминг, где климат суше, урожай люцерны на террасированных склонах оказался на 700 кг/га больше, чем на нетеррасированных склонах. Увеличения урожая гребенника обыкновенного и гребчатого житняка, обладающих неглубокой корневой системой, не отмечалось.

СНЕГ И УСЛОВИЯ ПРОИЗРАСТАНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

Аккумуляция снега оказывает существенное влияние на окружающую среду. Количественные характеристики изменений, происходящих в окружающей среде, в значительной мере зависят от свойств снежного покрова, состава твердой фазы, содержания жидкой воды, загрязнения, альбедо, толщины и плотности. Изменения окружающей среды влияют также на растительную жизнь под снегом и в почве под снежным покровом.

Хорошо известно, что снежный покров обеспечивает защиту растений от внешних воздействий. Однако если, например, кустарники покрыты снегом лишь частично, то непосредственно над поверхностью снега они подвергаются чрезвычайно сильным внешним воздействиям, наносящим большой вред [153]. Разведение холодостойких сортов и пород и установление снежного покрова — это главные меры защиты сельскохозяйственных культур в районах с холодной зимой [2]. Защитные свойства снежного покрова важны не только для пшеницы, овса, ячменя, фуражных культур, рапса и луговых, но также и для ягодных культур, винограда, садовых культур, древесного подроста и лекарственных трав; особенно важное значение имеет снег в период прорастания растений.

Теплопроводность

Изолирующие свойства снега обусловлены его низкой теплопроводностью. Обычно зимой при отрицательной температуре снежного покрова поток тепла направлен от почвы в атмосферу. Изменение температуры T во времени t в любой точке снежного покрова может быть аппроксимировано следующим выражением:

$$\partial T / \partial t = k (\partial^2 T / \partial z^2) / c_v, \quad (3.5)$$

где k и c_v — эффективная теплопроводность в вертикальном направлении z и объемная теплоемкость снега соответственно. Согласно Де Врие [40], величина c_v гетерофазной среды может рассматриваться как сумма теплоемкостей ее разных фаз:

$$c_v = V_a c_{va} + V_w c_{vw} + V_i c_{vi}, \quad (3.6)$$

где V и c_v — элементарный объем при постоянном объеме и теплоемкость газобразной (индекс a), жидкой (w) и твердой (i) фаз. Твердой фазой снега в общем считается лед, хотя последний и содержит такие загрязнители, как остатки почвы, органику и растворенные вещества. Теплоемкость каждой фазы равно произведению ее плотности ρ и удельной теплоемкости c . Аналогично, если

пренебречь движением водяных паров (см. главу 7), теплопроводность k гетерофазной среды можно описать формулой

$$k = V_a k_a + V_w k_w + V_i k_i. \quad (3.7)$$

Величины ρ , c_v , k_v для составляющих снежного покрова (допуская при этом, что температура воды и воздуха около 10°C , а льда — около 0°C) имеют примерно следующие значения:

	ρ кг/м ³	c_v Дж/(м ³ ·К)	k Вт/(м·К)
Воздух	1,25	$1,25 \cdot 10^3$	0,025
Вода	$1,0 \cdot 10^3$	$4,2 \cdot 10^6$	0,57
Лед	$0,92 \cdot 10^3$	$1,9 \cdot 10^6$	2,2

Гейгер [59] рассчитал теплопроводности снега k , и оказалось, что они изменяются от 0,025 до 1,61 Вт/(м·К) при плотности снега от 100 до 800 кг/м³; при этом допускается, что $k \sim \rho^2$. По расчетам Ван Вийка и Дерксена [153], теплопроводность рыхлого свежевыпавшего снега составляет 0,046 Вт/(м·К), а старого, плотного — 0,326 Вт/(м·К). Относительно небольшие значения теплопроводности снега могут быть обусловлены его пористостью. Например, снег плотностью 320 кг/м³, и содержащий 2 % (по объему) жидкой воды, имеет пористость около 64 %; даже плотный снег (450 кг/м³) имеет пористость 50 %.

Некоторое количество тепла может проходить сквозь снежный покров за счет конвекции, однако оно обычно незначительно. Наибольшие значения теплопроводности, приводившиеся в литературе, учитывают перенос тепла как за счет теплопроводности, так и за счет конвекции (см. главу 7). В тающем снежном покрове процессы теплопередачи еще более усложняются вследствие движения воды.

Температура почвы

Снежный покров уменьшает потери тепла из почвы и оказывает влияние на температурный режим грунтов. Обычно температура почвы под слоем снега возрастает (особенно это относится к суточному минимуму и среднему сезонному значению), а суточная и годовая амплитуды уменьшаются. Температура почвы при этом реагирует с некоторым запозданием на колебания температуры воздуха. На рис. 3.15, представленном Илимьяки [170], показано влияние толщины снега на температуру поверхности грунта (по данным исследований, проведенных в Финляндии). Более теп-

лая поверхность грунта под снежным покровом действует как источник тепла. Влияние снежного покрова на температуру почвы уменьшается с увеличением ее глубины (табл. 3.18).

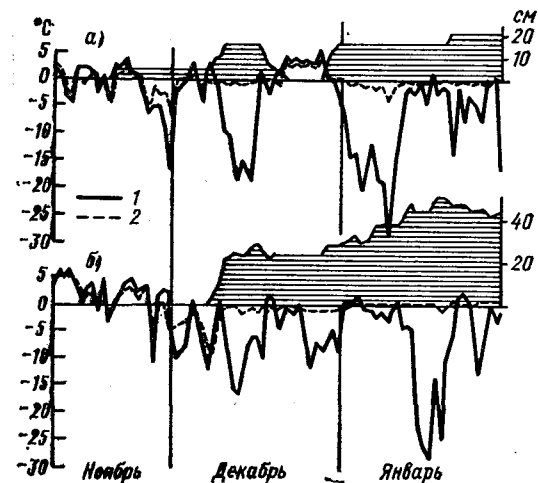


Рис. 3.15. Влияние толщины снега (см) на температуру (°C) поверхности грунта в зимние периоды 1957-58 г. (а) и 1958-59 г. (б) с различной снежностью [170].

1 — минимальная температура воздуха, 2 — минимальная температура поверхности грунта.

Таблица 3.18

Средняя месячная температура (°C) почвы при наличии снежного покрова (T_s) и при его отсутствии (T_0), а также их разность (ΔT), СССР [10] (перепечатывается с разрешения Keter Publishing House Jerusalem Ltd.)

Месяц	Величина	Глубина, см		
		40	80	160
Ноябрь	T_s	-2,0	3,8	6,2
	T_0	-3,2	1,0	5,4
	ΔT	1,2	2,8	0,8
Декабрь	T_s	0,3	1,8	4,2
	T_0	-9,7	-4,7	2,1
	ΔT	10,0	6,5	2,1
Январь	T_s	-1,6	0,2	2,7
	T_0	-13,9	-9,8	-0,6
	ΔT	12,3	9,5	3,3
Февраль	T_s	-3,0	-0,8	1,6
	T_0	-13,6	-9,9	-2,2
	ΔT	10,6	9,1	3,8
Март	T_s	-1,6	-0,4	1,7
	T_0	-8,1	-6,7	-2,3
	ΔT	6,5	6,3	8,0

Годовая периодичность температур иллюстрируется данными за 33-летний период для восточной Австрии, приведенными Топерчером [144] (рис. 3.16). Дингман [41], проведя обзор литературы, посвященной мерзлым грунтам, пришел к выводу, что большинство авторов принимает среднюю годовую температуру грунта равной значениям, наблюдающимся на уровне нулевой годовой амплитуды, т. е. на уровне, на котором летние и зимние темпера-

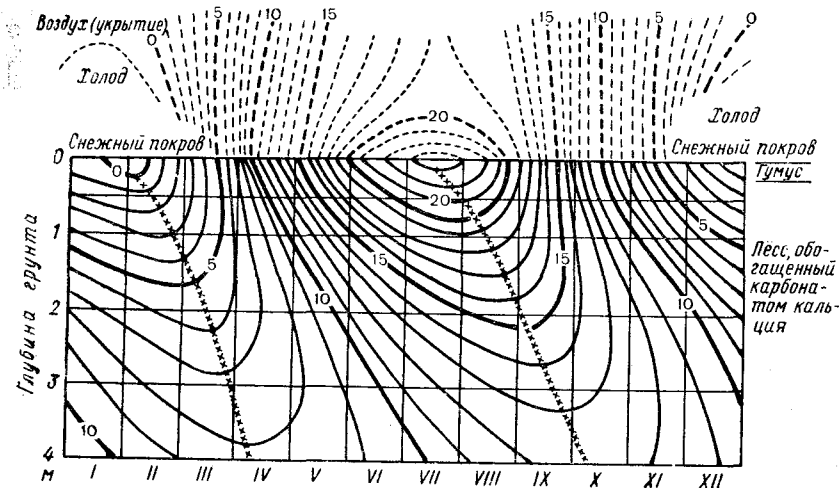


Рис. 3.16. Годовой ход температуры почвы в садах Венского центрального института [144].

туры равны. В общем, температура грунта на 2—7°C выше, чем температура воздуха, главным образом из-за изолирующего эффекта снежного покрова в зимний период. В соответствии с данными Дингмана, Браун [30] предположил, что между температурой грунта T_g , температурой воздуха T_a и толщиной снежного покрова r существует следующая зависимость:

$$T_g = T_a + \{1 - [1/\exp(z \sqrt{\pi c_v / k \tau})]\}/2, \quad (3.8)$$

где A — годовая амплитуда средних месячных температур воздуха, k — составная теплопроводность, c_v — теплоемкость, при постоянном объеме, τ — период осцилляций.

Насколько сильно влияет снежный покров на глубину промерзания почвы, зависит от толщины снега, количества почвенной влаги, растительного покрова и хода температур. В Европе в соответствии с общим эмпирическим правилом считается, что каждый сантиметр увеличения толщины снежного покрова на 1 см приводит к увеличению температуры в почве в зоне корневой системы по крайней мере на 0,1°C. По данным наблюдений за 8 лет

в Восточной Европе, опубликованным А. М. Шульгиным [10] (табл. 3.19), влияние колебаний температуры воздуха на температуру почвы уменьшается с увеличением толщины снежного покрова. Изолирующие свойства снежного покрова при сходных зимних условиях и примерно на таких же почвах исследовал

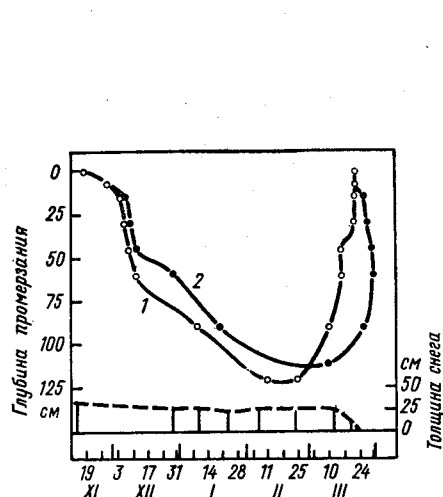


Рис. 3.17. Изменение глубины промерзания (положения изотермы 0°C) сухих (1) и влажных (2) почв в течение зимы 1958-59 г.; Мандан, Северная Дакота [164].

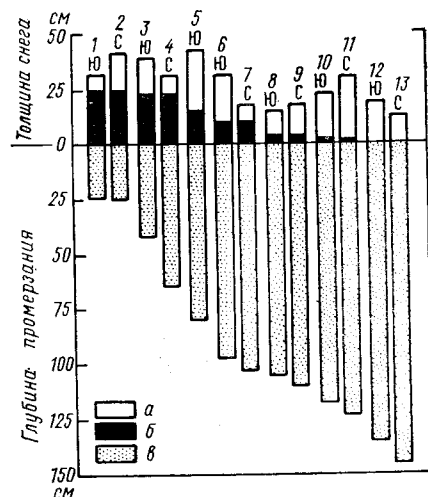


Рис. 3.18. Толщина снега (а), высота растительного покрова (б) и глубина промерзания (в) в 13 пунктах Висконсина [14].

1, 2 — лес; 3, 4 — трава; 5 — густая стерня зерновых культур; 6, 7 — стерня зерновых; 8, 9 — кукуруза; 10, 11 — очень низкая люцерна; 12, 13 — пахота.

также в Финляндии Илимьяки [170]. На основании наблюдений, проводившихся в течение трех зим (1951—1954 гг.), Илимьяки установил, что на площадках, свободных от снежного покрова, глубина промерзания изменялась от 55 до 64 см; там, где толщина снежного покрова была нормальной, грунт промерзал на глубину 12—22 см, а на тех площадках, где толщина покрова превышала обычную, глубина промерзания составляла 9—17 см.

Глубина промерзания регулируется также влажностью почвы и растительным покровом. Сухая почва обычно промерзает быстрее и глубже (но и быстрее оттаивает), чем влажная почва, что обусловлено различиями в теплоемкости (рис. 3.17). На рис. 3.18 рассматривается влияние растительного покрова на глубину промерзания. В лесах с густой подстилкой, а также на лугах глубина промерзания меньше, чем на ежегодно возделываемых землях; по-видимому, изолирующее воздействие растительного по-

крова сильнее, чем снежного покрова. При оценке взаимосвязи между толщиной снежного покрова и глубиной промерзания важно учитывать также продолжительность залегания снега.

Тенденция снежного покрова сглаживать колебания температуры почвы связано также с продолжительностью залегания снега. А. М. Шульгин [10] отмечал, что минимальная температура

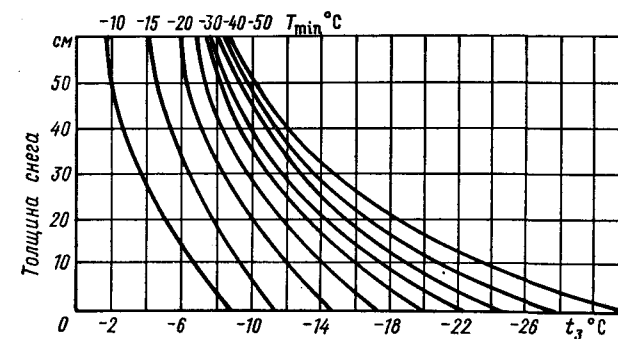


Рис. 3.19. Взаимосвязь между температурой почвы на глубине 3 см (t3) и минимальной температурой воздуха (Tmin) в зависимости от толщины снега на востоке Европы [11]. (Перепечатывается с разрешения Keter Publishing House Jerusalem Ltd.)

почвы на глубине 3 см под снежным покровом толщиной 25 см составляла —8,1°C, в то время как там, где снежный покров от-

Таблица 3.19

Разность между температурами воздуха и почвы ΔT в зависимости от толщины снежного покрова Δh ; СССР [10] (перепечатывается с разрешения Keter Publishing House Jerusalem Ltd.)

h см	ΔT °C	Δh см	ΔT °C
9—10	1,1	41—50	0,3
11—20	0,7	51—60	0,2
21—30	0,5	61—70	0,1
31—40	0,4	71—80	0,1

существовал в течение 30 сут, она упала до —17,6°C (табл. 3.20). Он предложил также серию зависимостей, которые моделируют влияние толщины снежного покрова и температуры воздуха на температуру почвы на глубине 3 см (рис. 3.19).

Таблица 3.20

Зависимость температуры почвы на глубине 3 см (T_{min}) 7 января 1943 г. от продолжительности залегания снежного покрова толщиной 25 см в период с 5 декабря по 7 января (t — число дней, когда площадка была свободна от снега), СССР [10] (перепечатывается с разрешения Keter Publishing House Jerusalem Ltd.)

t сут.	39	29	59	9
T_{min} °C	-17,6	-13,7	-11,8	-8,1

Снег и сохранность сельскохозяйственных культур

По оценке ФАО¹ [51], производство пшеницы в 1978 г. во всем мире составило $441,5 \cdot 10^6$ т, причем по крайней мере половину составил урожай озимой пшеницы. Некоторое представление об экономическом значении снега для этой сельскохозяйственной культуры можно получить, используя такой показатель, как Индекс полевой сохранности (ИПС). Фаулер [54] определил ИПС как количественный показатель, характерный для определенного вида или сорта сельскохозяйственной культуры, который дает представление о сохранности (%) культуры в течение средней зимы в канадских прериях. В табл. 3.21 приведено несколько

Таблица 3.21

Значения индекса полевой сохранности (ИПС) некоторых сортов зерновых культур при наличии снежного покрова в провинции Саскачеван [54]

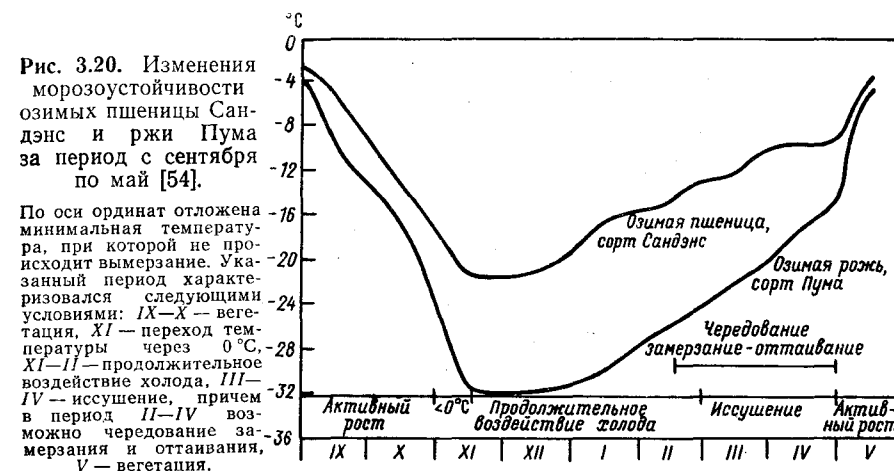
Культура	Сорт	ИПС
Яровая пшеница	Манитоу	160
Озимый овес	Компактум	290
Озимый ячмень	Доувер	300
Озимая пшеница	Сандэнс	494
Озимая пшеница	Харьков	501
Озимая пшеница	Нортстар	516
Озимая рожь	Коугар	610

значений ИПС для разных сортов пшеницы, овса, ячменя и ржи, а также минимальное значение ИПС, необходимое для того, чтобы культура могла выжить при низких температурах и характере снежного покрова, типичных для Саскачевана.

Очевидно, что чем выше значение ИПС, тем выносливее растение, и при более суровых условиях оно может успешно пережить

¹ ФАО — продовольственная и сельскохозяйственная организация Объединенных Наций. (Прим. ред. пер.)

мовать. В качестве примера рассмотрим озимые пшеницы Нортстар и Харьков, индексы которых составляет соответственно 516 и 501 (см. табл. 3.21). Разность ИПС в этом случае равняется 15; это означает, что сохранность сорта Нортстар на 15 % выше, чем сохранность сорта Харьков. Каждый сантиметр снега на обнаженных парах увеличивает значение ИПС на 22 %. Таким образом, можно ожидать, что при средних зимних условиях в от-



сутствии снежного покрова сорт Нортстар вымерзнет полностью ($650 - 516 = 134$); при снежном покрове толщиной 5 см вымерзнет 24 % ($540 - 516 = 24$), а при толщине покрова в 10 см пшеница сохранится полностью ($430 - 516 < 0$).

Зимостойкость растений меняется в течение всей зимы. Минимальная температура, при которой не произойдет вымерзания озимой пшеницы и ржи в период с сентября по май (рис. 3.20), изменяется следующим образом: резкое понижение до минимума в середине ноября, затем ровный ход и постепенное повышение в течение всех зимних месяцев и относительно высокие значения в апреле. Эти изменения связаны с физиологией растений, их состоянием и способностью переносить обезвоживание, вызванное транспирацией в конце зимы и в начале весны. Зимнее обезвоживание воздействует на большое число культур, особенно на древесные [2] и луговые [21] виды. В работах [2, 21] предлагается защищать растения мощным снежным покровом, используя снегозадерживающие и ветрозащитные сооружения.

Рост розетки корня происходит у озимых зерновых культур на глубине 5 см. При отсутствии снежного покрова, изменения температуры на этой глубине могут быть крайне резкими. Левитт [92] отмечал, что при быстром охлаждении ($5^\circ\text{C}/\text{ч}$) растения

могут погибнуть, особенно если это происходит при температуре от -10 до -20°C . Вода внутри клеток замерзает и расширяется, разрушая стенки клеток и уничтожая ткань.

Озимые культуры подвержены также воздействию морозного пучения. В результате объемного расширения почвы, вызванного замерзанием почвенных вод, корни выталкиваются вверх, при этом ткани обнажаются и подвергаются обезвоживанию. По данным Берда [20], отсутствие снежного покрова способствует интенсификации процессов морозного пучения.

Если зимующие однолетние и многолетние культуры покрыты льдом или водой, они могут погибнуть. Спраг и Грейбер [128] отмечают повреждения, полученные люцерной после пребывания подо льдом в течение 7—10 сут; через 20 сут люцерна стала погибать. Большинство культур, однако, может находиться подо льдом в жизнеспособном состоянии дольше, например, многие дернообразующие злаки могут пребывать под ледяным покровом в течение 60 сут и дольше [20]. Несмотря на то, что ледяной покров ограничивает газообмен между растениями и атмосферой, кислородной недостаточности, по-видимому, не наблюдается; растения погибают, скорее, из-за аккумуляции токсичных газов [91]. Очень немного исследователей полагают, что глубокий снежный покров препятствует газообмену. И. М. Васильев [2] ссылается на успешный опыт выращивания озимой пшеницы в СССР, где часто наблюдается снежный покров толщиной 2 м, а Берд [20] указывает, что если слой снега лежит между дернообразующими злаками и льдом, то вредное воздействие последнего уменьшается. Гибель большей части растений связана с наличием ледяного покрова, возникающего после того, как воды заливают посевы культур [20].

Озимые культуры могут быть также повреждены патогенными микробами и вредителями. Снежный покров способствует сохранности растений, но он также может создавать благоприятные условия для зимовки полезных и вредных насекомых, грибов, а также сорняков. Фермерам хорошо известны виды однолетних и многолетних сорняков, с которыми они борются с помощью вспашки или применяя гербициды. Большинство видов насекомых зимуют в зародышевом состоянии (в виде яиц). Однако, например, гессенская мушка, вредитель озимой пшеницы, обычно зимует в виде куколки на листьях растений или в виде личинки, если климат среды оказывается достаточно мягким [36]. Снежный покров служит защитой для куколок или личинок во время их зимовки.

Озимые зерновые подвергаются воздействию большого количества грибковых, переносящих низкие температуры. Желтая ржавчина злаков, грибковый паразит, адаптируется преимущественно в холодных регионах, лежащих в высоких широтах или приполярных областях более чем 80 стран [92]. В работе [93] описана эпидемиология этого организма, характерна для многих грибковых паразитов, вредителей хлебных злаков [93]. После внесения

спор в здоровую рассаду осенью появляется поражение листьев. В результате либо бурно выделяются споры, либо этот процесс протекает медленно в течение всей зимы. Если пораженные листья находятся под снежным покровом, то они могут сохраняться в течение всей зимы,— это тот случай, когда растение-хозяин и паразит примерно одинаково устойчивы к низким температурам. К другой группе грибковых вредителей относится снежная плесень, воздействие которой часто становится заметным после схода снежного покрова. Эта группа включает множество видов из родов *Fusarium*, *Sclerotinia* и *Typhula*, которые паразитируют и на листьях, и на корневой системе. Хотя снежный покров благоприятствует зимовке вредителей, большая часть доказательств связи заболеваемости растений и толщины снежного покрова носит случайный характер; нет уверенности как в том, что глубокий снежный покров способствует возникновению снежной плесени, так и в том, что он ограничивает ее развитие. И. М. Васильев [2] утверждает, что грибковые паразиты проникают в те растения, которые были поражены ранними заморозками еще до начала аккумуляции снега, либо попадают в устьица листьев весной, когда становится влажно и тепло. Бриттон [29] подчеркивал, что развитие розовой снежной плесени наблюдается главным образом под слоями тающего снега. Брюэл [30] связывал развитие снежной плесени озимых хлебных злаков с мощным снежным покровом, покрывающим незамерзшую почву. Илимьяки [170] также рассматривал замерзание почвы до начала аккумуляции снега как благоприятный фактор для роста грибковых паразитов, жизнеспособных при низких температурах.

Гибель культур в большинстве регионов, где возделывают озимые зерновые злаки, является скорее результатом вымерзания, обезвоживания и морозного пучения, чем воздействия грибковых паразитов. Таким образом, сохранение снежного покрова и увеличение его толщины создают благоприятные условия для успешной зимовки растений и увеличивает урожай сельскохозяйственных культур. Илимьяки [170] определил количественную характеристику успешности перезимовки бобовых, зерновых и трав (табл. 3.22).

Специальные методы снегорегулирования, применяющиеся для увеличения толщины снежного покрова и равномерного его распределения, служат для смягчения суровых зимних условий и увеличивают сохранность сельскохозяйственных культур. Для того, чтобы задержать снежный покров в районах, подверженных воздействию ветра, И. М. Васильев [2] рекомендует сеять озимую пшеницу непосредственно в стерню яровых культур везде, где это позволяют запасы почвенной влаги. Он отмечает также преимущества озимых культур в чередовании с полосами таких быстро растущих высоких культур, как горчица или подсолнечник; хотя высокие растения погибают во время зимы, их стебли служат снегозадерживающей изгородью. Васильев также ссылается на опыт

Таблица 3.22

Успешность перезимовки зерновых, трав и бобовых на опытных участках в Тиккурила, Финляндия, в 1952-53 г. [170]

Культура	Успешность перезимовки ¹	
	под снегом	без снега
Озимая рожь Тойво	9,0	6,7
Озимая пшеница Варма	6,6	1,3
Тимофеевка Та 01	5,3	4,7
Луговая овсяница № 601/50	8,5	2,0
Райграсс многолетний № 601/50	3,1	0,1
Райграсс итальянский № 408/50	0,3	0,0
Клевер красный Таммасито	7,2	0,4
Клевер шведский Тетра Вейбулл	8,0	0,0
Люцерна фламандская	0,0	0,0

¹ Определялась как отношение плотности растений весной к плотности растений осенью, умноженное на 10.

земледельцев Свердловской области СССР, которые в качестве обычного культивационного мероприятия применяют окучивание молодых фруктовых деревьев снегом.

СНЕГ И ЖИВОТНОВОДСТВО

Снежные бури и домашние животные на пастбищах и выгонах

Снежные бураны в сельскохозяйственных районах представляют серьезную угрозу для домашнего скота. Заботы скотоводов разделяют метеорологи, которые учредили предупреждения скотоводам как составную часть прогноза погоды. В этих предупреждениях указывается, когда скот на пастбищах и выгонах следует защитить от снега или льда, быстрого охлаждения или сильных ветров. Часто такие оповещения содержат информацию об угрозе снежных бурь, которые наиболее опасны. Они сопровождаются резким понижением температуры воздуха и сильными ветрами, которые несут огромное количество мельчайших снежных частиц, что может уменьшить до минимума видимость. Альманах погоды [121] помещает специальные консультации скотоводам о том, как обеспечить укрытие, воду и корм животным, находящимся на открытых пастбищах, когда поступает предупреждение о надвигающейся буре.

Дополнительные расходы, которые вынуждены нести скотоводы в результате снежных бурь, могут быть довольно высокими. По

данным Стоддарта и др. [137], эти расходы обусловлены необходимостью обеспечения кормами, особенно когда эти корма приходится доставлять по воздуху, потерей веса животными и их падежом, потерями молодняка. Эти потери особенно значительны, когда снежные бури приходится на период отела и окота. Зимой 1948-49 г. на западе США снежных осадков выпало вдвое больше нормы, а температура воздуха была настолько низкой, что толщина снежного покрова в 4—10 раз превышала обычную. В результате зимняя пастба оказалась невозможной, и, несмотря на то, что многие тонны сена и концентрированных кормов были доставлены по занесенным снегом дорогам и сброшены с самолетов, 25 % скота пало; это обошлось в 2,5 млн. долларов [149].

В литературе пока можно найти отдельные упоминания о взаимосвязи между снежным покровом и зимним выпасом скота. Например, Кёппе [89] при описании климата Канады говорил о теплом, сухом ветре чинук, под влиянием которого снежный покров южной части провинции Альберта тает настолько часто, что становится возможным круглогодичный выпас скота. На востоке этой зоны, где влияние чинука уменьшается, зимний выпас скота становится невозможен — здесь нужны укрытия и запасы кормов.

Укрытия для скота и запасы кормов

Снег может создавать трудности и при зимовке скота в укрытиях. Овцы, так же как мясной и молочный скот часто размещаются в помещениях, открытых в передней части. Поток воздуха над этими сооружениями уменьшает давление воздуха внутри них и перед ними, создавая таким образом, условия, благоприятные для отложения переносимого ветром снега. Макферсон [102] и Ренуик [119] опробовали разные формы конструкций, скаты крыш различной крутизны, вентиляционные отверстия в задних стенах с целью исследования возможностей регулирования отложений снега внутри открытых в передней части строений и вокруг них. Они пришли к выводу, что наилучшим образом удастся контролировать снеготложение при просветности задней стены в 12—25 %. Поток воздуха, проходя сквозь отверстия, создает достаточное давление и тем самым уменьшают отложение снега.

Многочисленные модельные исследования [22, 142, 143] были предприняты с целью попытаться решить проблему снегонакопления и оптимизировать размещение хозяйственных построек. Например, с помощью обтекаемой водой пластмассовой модели изучалось обдувание ветром сельскохозяйственных построек; в воду добавляли мелкозернистый песок, имитируя переносимый ветром снег. Результаты наблюдений за аккумуляцией песка вокруг модели легли в основу проектирования и планировки сельскохозяйственных построек.

Изгороди вокруг стойла защищают животных, но в то же время они могут задерживать значительное количество снега. Мойси и Макферсон [108], измеряя скорость ветра с подветренной стороны изгородей, установили, что изгороди с просветностью 15—30 % обеспечивают наилучшее укрытие (защищаемая зона имеет максимальные размеры); однако в работе указано, что в случае применения изгороди с такой просветностью возникает необходимость в снегозадерживающей преграде с наветренной стороны.

СНЕГ И МЕХАНИЧЕСКИЕ ПОВРЕЖДЕНИЯ

Фруктовые сады, состоящие из яблонь, груш, персиковых и других фруктовых деревьев, часто полностью покрывают склоны от гребня до дна долины. Еще в 1836 г. фермер Гэйлорд, редактор «Фермер Дженеси», детально описал последствия наблюдавшейся в начале октября снежной бури, которая нанесла крупный ущерб фруктовым садам в штате Нью-Йорк [94]. Он отметил, что на высоте менее 61 м снег быстро таял, попадая на деревья, оставшиеся теплыми, так как температура воздуха здесь была положительной. На высоте 61—122 м выпал мокрый снег и нагрузка на деревья была настолько велика, что ломались ветви и стволы. Выше 122 м, где температура была отрицательной, сухой снег сдувался с деревьев ветром и повреждения были незначительными.

Степень механических повреждений, которые наносятся растениям снегом, зависит от массы снега, прочности растений, корневой системы и силы ветра. Повреждения возрастают с увеличением продолжительности нагрузки, т. е. с увеличением времени, в течение которого растения должны выдерживать вес снега и являются следствием необратимых напряжений, возникающих в растительных тканях. Миллер [106] связал скорость ветра, температуру воздуха, давление водяных паров и инсоляцию с разными способами естественной разгрузки снега с деревьев (падение, таяние, испарение).

В районах с сильными ветрами растения могут повреждаться снежной абразией. Там, где снежный покров тонок, озимые культуры часто выступают над гладкой обледенелой снежной поверхностью, и ветер, несущий рыхлые ледяные частички, абрадирует открытые ткани растений. И. М. Васильев [2] наблюдал такие явления на полях с посевами озимого рапса в СССР.

Ранние снегопады часто вызывают полегание полевых культур. Пендлтон [112] отмечал, что полегание зерновых явилось причиной более низкого урожая, чем тот, который был собран с прямостоящих растений; кроме того, полегшие растения сложнее убирать.

Необычно ранние снегопады могут задерживать жатву до осени, зимы или ранней весны [125]. Примером может служить

холодная, сырая и снежная погода в сентябре 1965 г. в канадских прериях, в результате которой жатва была остановлена совсем [103]. В Летбридже, Альберта, зарегистрирован рекордный для сентября снегопад, за который выпало 43 см снега; Додс [42] оценил потери пшеницы в 673 кг/га. В 1968 г. снежная буря в Летбридже, продолжавшаяся с 18 по 21 сентября [104], во время которой выпало 56 см снега, снова задержала жатву. Применение механизации при уборке позволяет уменьшить потери урожая на полях из-за раннего снега.

Задержка с уборкой вредит также и корнеплодам. В штате Колорадо пришлось распылять угольную пыль на полях, чтобы осенний снежный покров растаял и можно было бы возобновить уборку сахарной свеклы (по личному сообщению Меймана и Слотера). Распыленные частицы уменьшают альбедо поверхности и количество поглощаемой радиации возрастает, в результате чего происходит таяние снега. Берд [21] описывал применение сажки или удобрений темного цвета для ускорения таяния снежного покрова над дернообразующими злаками.

Сильные механические повреждения, обусловленные снеговой нагрузкой, могут получать деревья; особо чувствительны в этом отношении вечнозеленые леса [145]. Как отмечают Раффнер и Бэйр [121], в течение сильного бурана вечнозеленое дерево высотой 15 м с кроной шириной 6 м может быть покрыто льдом и снегом массой 4,5 т. Степень повреждений изменяется в зависимости от вида дерева, его возраста, сомкнутости кроны. Во многих регионах повреждения настолько существенны и носят настолько регулярный характер, что учитываются при селекции видов для дальнейшего разведения. В количественном отношении ущерб, причиняемый снегом, непосредственно зависит от плотности посадки; чем больше деревьев на единицу площади, тем больше опасность механических повреждений, особенно в монокультурных лесах, таких как леса из желтой сосны [114], из сосны смолистой [124], из североамериканской сосны (*Pinus banksiana*) [65]. Твердые породы лиственных деревьев также могут получать повреждения, однако они обладают способностью к быстрому восстановлению [26]. Карри [35] в 1953 г. наблюдал в канадских прериях быстрое восстановление древесных лесных полос, которые были сильно повреждены в результате аномально интенсивных снегопадов зимой 1946-47 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакаев Н. Применение рядного метода посевов культур на парах в Северном Казахстане.— Земледелие, 1970, № 10, с. 19—21.
2. Васильев И. М. Зимовка растений.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.
3. Дюнин А. К. Основы теории метелевого переноса.— Изв. СО АН СССР, 1959, № 12, с. 11—24.

4. Кибасов П. Эффективность различных методов снегозадержания в Сибири.— Земледелие, 1955, № 3, с. 60—61.
5. Кузьмин П. П. Снежный покров и запасы снега.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.
6. Ларкин П. А. Проницаемость мерзлых почв в зависимости от их влагоудержания и осенней вспашки.— Советская гидрология, 1962, № 4, с. 445—460.
7. Мосиенко Н. А. Водопроницаемость мерзлых почв в Кулундинских степях.— Почвоведение, 1958, № 9, с. 122—127.
8. Роденко Г. Ф. Защитные полосы.— Земледелие, 1970, № 11.
9. Рылов С. Р. Испарение снежного покрова в полупустынной зоне Казахстана.— Труды КазНИГМИ, 1969, вып. 32, с. 64—77.
10. Шулгин А. М. Температурный режим почвы.— Л.: Гидрометеиздат, 1957.
11. Anderson C. H. and D. W. L. Read. 1966. Water use efficiency of some varieties of wheat, oats, barley and flax grown in the greenhouse. *Can. J. Plant Sci.*, Vol. 46, p. 375 and 378.
12. Anderson D. T. 1967. The cultivation of wheat. *Proc. Can. Centennial Wheat Symp.* (K. F. Nielsen, ed.), Western Fertilizer Ltd., Modern Press, Saskatoon, Sask., pp. 333—335.
13. Associated Press. 1980. Ranchers hit hard by winter storm. New release printed in *Star Phoenix News*, 31 March Edition. Armadale Publishers, 204-5th Ave., Saskatoon, Sask., Can., p. 2.
14. Atkinson H. B. and C. E. Bay. 1940. Some factors affecting frost penetration. *EOS: Trans. Am. Geophys. Union* pp. 935—948.
15. Atmospheric Environment Service. Sept. 1974—Aug. 1975. Monthly Meteorological Observations in Canada Records. *Can. Dept. Environ. Downsview, Ont.*
16. Austenson H., G. Storey, K. MacDonald, K. Kirkland and G. Lee. 1974. Stubble cropping recommendations for 1974. *Agric. Sci. Bull.*, Publ. No. 242, Univ. Sask., Saskatoon.
17. Ayers H. D. 1959. Influence of soil profile and vegetation characteristics on net supply to runoff. *Proc. Symp. No. 1, Spillway Design Floods.*, Queen's Printer, Ottawa, pp. 198—205.
18. Barnes S. 1938. Soil moisture and crop production under dryland conditions in western Canada. *Publ. 595, Can. Dept. Agric.*, Ottawa, Ont.
19. Bauder J. W., L. J. Brun and T. H. Krueger. 1975. The relationship of soil freezing to snowmelt runoff. *North. Dak. Farm. Res.* Vol. 32, No. 6, pp. 10—13.
20. Bauer A. and R. A. Young. 1966. Fertilized wheat uses water more efficiently. *North. Dak. Farm. Res.*, Vol. 24, No. 3, pp. 4—11.
21. Beard J. B. 1973. *Turfgrass: Science and Culture.* Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J.
22. Bellman E. and F. H. Theakston. 1965. Artificial snow and wind barriers around open-front livestock buildings. *Can. J. Agric. Eng.*, Vol. 7, pp. 1—4.
23. Berndt H. W. 1964. Inducing snow accumulation on mountain grassland watersheds. *J. Soil and Water Conserv.*, Vol. 19, pp. 196—198.
24. Black A. L., F. H. Siddoway. 1975. Snow trapping and crop management with wheatgrass barriers in Montana. *Proc. Symp. on Snow Management on the Great Plains*, Publ. No. 73, Great Plains Agric. Council and Univ. Nebr. Agric. Exp. Stn., Lincoln, pp. 128—137.
25. Black A. L. and F. H. Siddoway. 1976. Dryland cropping sequences within a tall wheatgrass barrier system. *J. Soil and Water Conserv.*, Vol. 31, pp. 101—105.
26. Blum B. M. 1966. Snow damage in young northern hardwoods. *Am. J. For.*, Vol. 64, pp. 16—18.
27. Bole J. B. and U. J. Pittman. 1978. The effect of fertilizer N, spring moisture and rainfall on yield and protein content of barley in Alberta. *Proc. 1978 Workshop on Soils and Crops*, Extension Div., Publ. No. 390, Univ. Sask., Saskatoon, pp. 114—121.

28. Bowren K. E., D. A. Cooke and R. K. Downey. 1969. Yield of dry matter and nitrogen from tops and roots of sweetclover, alfalfa, and redclover at five stages of growth. *Can. J. Plant Sci.*, Vol. 49, pp. 61—68.
29. Britton M. P. 1969. Turfgrass diseases. Ch. 10, *Turfgrass Science* (A. A. Hansen and F. V. Juska, eds.), Agron. Ser. No. 14, Am. Soc. Agron., Madison, Wisc.
30. Brown J. 1968. Geocryological consideration of soils. Unpubl. Tech. Note, U. S. Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
31. Bruehl G. W. 1967. Diseases other than rust, smut and virus. Ch. 11, In *Wheat and Wheat Improvement* (K. Quisenberry and L. Reitz, eds.), Agron. Ser. No. 13, Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., pp. 375—410.
32. Cantor L. M. 1967. *A World Geography of Irrigation.* Oliver and Boyd, R. Cunningham and Son Ltd, Alva, Great Britain.
33. Cole J. S. 1938. Correlations between annual precipitation and yield of spring wheat in the Great Plains. *Tech. Bull. No. 636*, U. S. Dept. Agric., Washington, D. C.
34. Coxworth E., D. Thompson and M. Gimby. 1978. Energy, agriculture and food system. Rep. C78-9 for D.S.S. Contact No. 07SZ01843-7-0750, Sask. Res. Council, Saskatoon (unpublished).
35. Currie B. W. 1953. *Prairie provinces and Northwest Territories — snowfall.* Monograph on Climates of the Prairies Provinces and Northwest Territories., Physics Dept., Univ. Sask., Saskatoon.
36. Dahms R. G. 1967. Insects attacking wheat. Ch. 12, In *Wheat and Wheat Improvement.* (K. Quisenberry and L. Reitz, eds.), Agron. Ser., No. 13, Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., pp. 441—443.
37. Deibert E. J. 1979. No-til influence on soil temperature, moisture and compaction. *Proc. Manitoba-North Dakota Workshop*, Agric. Extension Centre, Brandon, Man., pp. 1—13.
38. de Jong E. and D. A. Rennie. 1969. Effects of soil profile types and fertilizer on moisture use by wheat grown on fallow or stubb-land. *Can. J. Soil Sci.*, Vol. 49, pp. 189—197.
39. de Vore N. 1976. Growing up in Montana — a picture essay. *J. Nat. Geogr. Soc.*, Vol. 149, pp. 650—657.
40. de Vries D. A. 1975. Heat transfer in soils. Ch. 1, In *Heat and Mass Transfer in the Biosphere, Part 1, Transfer Processes in the Plant Environment* (D. A. de Vrie and N. H. Afgan, eds.), Scripta Book Co., Washington D. C.
41. Dingman S. L. 1975. Hydrologic effect of frozen ground, literature review and synthesis. Spec. Rep. 218, U. S. Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
42. Dodds M. E. 1967. Wheat harvesting-machines and methods. *Proc. Can. Centennial Wheat Symp.* (K. F. Nielsen, ed.), Western Co-operative Fertilizer Ltd., Modern Press, Saskatoon, Sask., pp. 357—371.
43. Dubetz S. 1961. Effect of soil type, soil moisture, and nitrogen fertilizer on the growth of spring wheat. *Can. J. Soil Sci.*, Vol. 41, pp. 44—51.
44. Dyck G. E., D. Erickson and H. Steppuhn. 1979. Snow ridging to increase soil water. *Proc. Soils and Crops Workshop*, Extension Div. Publ. 403, Univ. Sask., Saskatoon, pp. 1—12.
45. Erickson D. and H. Steppuhn. 1976. Snow trapping with unharvested strips of grain. Unpubl. Rep., Div. Hydrol., Univ. Sask., Saskatoon.
46. Erickson D., W. Lin and H. Steppuhn. 1978. Indices for prairie runoff from snowmelt. *Proc. 7th Symp. Water Studies Inst.*, Appl. Prairie Hydrol., Saskatoon, Sask.
47. FAO. 1976. *Irrigation. 1975. Production Yearbook*, Vol. 29, FAO Statistics Ser. No. 2, United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, pp. 24—25.
48. FAO. 1977. *Irrigation. 1976. Production Yearbook*, Vol. 30, FAO Statistics Ser. No. 7, United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, p. 57.
49. FAO. 1978. *1977 Production Yearbook*, Vol. 31, FAO Statistics Ser. No. 15, United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, p. 57.

50. FAO. 1979a. Irrigation. 1978 Production Yearbook, Vol. 32, FAO Statistics Ser. No. 15, United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, p. 57.
51. FAO. 1979b. Commodity Production. 1978 Production Yearbook, Vol. 32, FAO Statistics Ser. No. 22, United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, p. 96.
52. FAO. 1979c. Commodity prices. 1978 Production Yearbook, Vol. 32, FAO Statistics Ser. No. 22, United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, p. 275.
53. Ford E. C., W. L. Cowan and H. N. Holtan. 1955. Floods—and a program to alleviate them. In *Water, 1955 Yearbook of Agriculture*, U. S. Dept. Agric., U. S. Gov. Print. Off., Washington D. C., pp. 172—174.
54. Fowler D. B. 1978. Winter cereal survival in Saskatchewan. *Proc. 1978 Soils and Crops Workshop*, Extension Div., Publ. 390. Univ. Sask., Saskatoon, pp. 1—13.
55. Frank A. B., D. G. Harris and W. O. Willis. 1974. Windbreak influence on water relations, growth and yield of soybeans. *Crop Sci.*, Vol. 14, pp. 761—765.
56. Frank A. B. and E. J. George. 1975. Windbreaks for snow management in North Dakota. *Proc. Symp. Snow Management on the Great Plains*. Publ. 73, Great Plains Agric. Council and Univ. Nebraska Agric. Exp. Stn., Lincoln, Nebr., pp. 144—153.
57. Frank A. B. and W. O. Willis. 1972. Influence of windbreaks on leaf water status in spring wheat. *Crop Sci.*, Vol. 12, pp. 668—672.
58. Fritts H. C. 1976. *Tree Rings and Climate*. Academic Press, New York, N. Y.
59. Galbraith A. F. 1971. The soil water regime of a shortgrass prairie ecosystem. Unpubl. Ph. D. Dissertation, Colo. State Univ., Ft. Collins.
60. Geiger R. 1961. *Das Klima der bodennahen Luftschicht*. Harvard Univ. Press, Cambridge Mass., 1966.
61. George E. J. 1943. Effects of cultivation and number of rows on survival and growth of trees in farm windbreaks on the northern Great Plains. *J. For.*, Vol. 41, pp. 820—828.
62. George E. J., D. Broberg and E. L. Worthington. 1963. Influence of various types of windbreaks on reducing wind velocities and depositing snow. *J. For.*, Vol. 61, pp. 345—349.
63. Gillies J. A. 1968. Infiltration in frozen soils. M. Sc. Thesis, Univ. Sask., Saskatoon.
64. Glymph L. M. and H. N. Holtan. 1969. Land treatment in agricultural watershed hydrology research. In *Water Resources Symp.*, No. 2, Effects of Watershed Changes on Streamflow (W. L. Moore and C. W. Morgan, eds.). Univ. Texas Press, Austin, pp. 44—68.
65. Godman R. M. and R. L. Olmstead. 1962. Snow damage is correlated with stand density in recently thinned jack pine plantations. *Tech. Note 625*, U. S. Dept. Agric., For. Serv., Lake States For. Exp. Stn., St. Paul, Minn.
66. Golding D. L. 1974. The correlation of snowpack with topography and snowmelt runoff on Marmot Creek Basin, Alberta. *Atmosphere*, Vol. 12, pp. 31—38.
67. Goodell B. C. 1966. Snowpack management for optimum water benefits. Preprint 379, Conf. Water Res. Eng. Am. Soc. Civil Eng., Denver, Colo.
68. Gray D. M., D. I. Norum and J. M. Wigham. 1970. Infiltration and physics of flow of water through porous media. *Handbook on the Principles of Hydrology* (D. M. Gray, editor-in-chief), Secretariat Can. Nat. Comm. Int. Hydrol. Decade, Ottawa, pp. 5.1—5.58.
69. Greb B. W. 1975. Snowfall characteristics and snowmelt storage at Acron, Colorado. *Proc. Symp. on Snow Management on the Great Plains*, Publ. 73, Great Plains Agric. Council and Univ. Nebr. Agric. Exp. Stn., Lincoln, pp. 45—64.
70. Greb B. W. and Black A. L. 1971. Vegetative barriers and artificial fences for managing snow in the Central and Northern Plains. *Proc. Symp. on Snow and Ice in Relation to Wildlife and Recreation* (A. O. Haugen, ed.), Iowa Coop. Wildlife Res. Unit, Iowa State Univ., Ames, pp. 96—111.

71. Greb B. W., D. E. Smika and A. L. Black. 1970. Water conservation with stubble mulch fallow. *J. Soil and Water Conserv.*, Vol. 25, pp. 58—65.
72. Greenshields E. L. 1955. The expansion of irrigation in the West. In *Water, 1955 Yearbook of Agriculture*, U. S. Dept. Agric., U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C., pp. 247—251.
73. Haas H. J. and W. O. Willis. 1968. Conservation bench terraces in North Dakota. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, Vol. 11, No. 3, pp. 396—398, 402.
74. Hanson R. E. and W. R. Meyer. 1953. Irrigation requirements for Kansas. Wheat and Wheat Improvement (K. Quisenberry and L. Reitz, eds.), *Agron. Ser. No. 13*, Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., p. 155.
75. Harbeck G. E. and W. B. Langbein. 1949. Normals and variations in runoff 1921—1945. *Water Resour. Rev. Suppl. No. 2*, U. S. Geol. Survey, Washington, D. C.
76. Harris K. 1951. Consumptive use and irrigation requirements of crops in Arizona. Unpubl. Rep., U. S. Soil Conserv. Serv. Cited by H. F. Blaney. 1959. Monthly consumptive use requirements for irrigated crops. *J. Irrig. Drain. Div., Am. Soc. Civil Eng.*, Vol. 85, No. 1R1, Part 1, pp. 1—12.
77. Hem J. D. 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. *Water-Supply-Paper 1473* (2nd Ed.), U. S. Geol. Surv., Washington, D. C.
78. Hensler R. F., R. J. Olson, S. A. Witzel, O. J. Attol, W. H. Paulson and R. F. Johannes. 1970. Effect of methods of manure handling on crop yield, nutrient recovery and runoff losses. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, Vol. 13, pp. 726—731.
79. Hexem R. W. and E. O. Heady. Analysis of wheat experiments. Ch. 7, In *Water Production Functions for Irrigated Agriculture*. Iowa State Univ. Press, Ames, pp. 106—119.
80. Hockensmith R. D. and P. Harrison. 1964. Soil conservation, a world movement. In *Farmer's World. 1964 Yearbook of Agriculture*. U. S. Dept. Agric., U. S. Gov. Print. Off. Washington D. C., pp. 69—75.
81. Holt F. G. 1969. Runoff and sediments as nutrient sources. *Bull. 13*, Water Resour. Res. Cent., Univ. Man., Winnipeg, pp. 35—38.
82. Hubbard W. A. and S. Smoliak. 1953. Effect of contour dykes and furrows on shortgrass prairie. *J. Range Manage.*, Vol. 6, No. 1, pp. 55—62.
83. Hutchinson B. A. 1965. Snow accumulation and disappearance influenced by big sagebrush. *Res. Note RM-46*, U. S. Dept. Agric. Rocky Mountain For. and Range Exp. Stn., Fort Collins, Colo.
84. Israelsen O. W. and V. E. Hanson. 1962. *Irrigation Principles and Practices*. John Wiley and Sons, Inc., New York, N. Y.
85. Janzen P. J., N. A. Korven, G. K. Harris and J. J. Lehane. 1960. Influence of depth of moist soil at seeding time and of seasonal rainfall on wheat yields in southwestern Saskatchewan. *Publ. No. 1090*, Can. Dept. Agric., Res. Branch, Ottawa, Ont.
86. Kanwar J. S. 1970. Agricultural development in India. In *Arid Lands in Transition* (H. E. Dregne, ed.), *Publ. No. 90*, Am. Assoc. Adv. Sci., Washington, D. C.
87. Kates R. W. 1961. Seasonality. In *Papers on Flood Problems* (G. F. White, ed.), *Dept. Geogr. Res. Pap. No. 70*, Univ. of Chicago Press, Chicago, Ill., pp. 114—131.
88. Keys C. H. 1961-72. Moisture conservation and utilization with particular emphasis on winter precipitation. Unpubl. Annu. Rep., Project 05.01.06, Can. Dept. Agric. Res. Stn., Saskatoon, Sask.
89. Koeppe C. E. 1931. *The Canadian Climate*. McKnight and McKnight, Bloomington Ill.
90. Kovda V. A. 1973. Quality of irrigation water. In *Irrigation, Drainage and Salinity. An International Source Book*, FAO/UNESCO, Hutchinson & Co. Ltd., London.
91. Lal R. and H. Steppuhn. 1980. Minimizing fall tillage on the Canadian Prairies—a review. *J. Can. Agric. Eng.* (In Press).

92. Levitt J. 1972. Responses of Plants to Environmental Stress. Academic Press, New York, N. Y.
93. Loegering W. Q., C. O. Jonson and J. W. Hendrix. 1967. Culture of wheat. Ch. 4, Wheat and Wheat Improvement (K. S. Quisenberry and L. P. Reitz, eds.), Agron. Ser. No. 13., Am. Soc. Agron., Madison, Wisc.
94. Ludlum D. M. 1968. Early American winters II, 1821—1870. Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass.
95. Lyle C. V. 1961. The state of the economic data. In Economics of Watershed Planning (G. S. Trolley and F. E. Riggs, eds.), Iowa State Univ. Press., Ames, pp. 119—120.
96. Martin J. T. 1960. Use of snow-melt forecast by the Corps of Engineers for flood control operations on the Rio Grande. Proc. 28th Annu. Meet. Western Snow Conf., pp. 5—8.
97. Martin W. P., W. E. Fenster and L. D. Hanson. 1970. Fertilizer and management for the pollution control. Ch. 9. In Agricultural Practices and Water Quality (T. L. Willrich and G. E. Smith, eds.), Iowa State Univ. Press, Ames, pp. 142—158.
98. Matthews G. D. 1940. Snow utilization in Prairie agriculture. Publ. 696, Farmer's Bull. 95, Can. Dept. Agric., Res. Branch, Ottawa, Ont.
99. Matthews D. G. 1949. Scott Dominion Experimental Station, progress report 1937-47. Can. Dept. Agric. Exp. Farms Serv., King's printer, Ottawa, Ont.
100. McKay G. A. 1963. Relationships between snow survey and climatological measurements. Int. Union Geod. Geophys., Gen. Assem. Berkeley. Surface Water. Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. No. 63, pp. 214—227.
101. McKay G. A. 1964. Relationships between snow survey and climatological measurements for the Canadian Great Plains. Proc. 32nd Annu. Meet., Western Snow Conf., pp. 9—18.
102. McPherson F. B. 1962. Movement of air through porous livestock shelters. M. Sc. Thesis, Dept. Agric. Eng., Univ. Sask., Saskatoon.
103. Meteorological Branch. 1965. Canadian weather review. Can. Dept. Transp., Ottawa, Vol. 3, No. 9.
104. Meteorological Branch. 1968. Canadian weather review. Can. Dept. Transp., Ottawa, Vol. 6, No. 9.
105. Michel A. A. 1967. The Indus River. Yale Univ. Press, New Haven, Conn.
106. Miller D. H. 1966. Transport of intercepted snow from trees during snow storms. Res. Pap. PSW-33, U. S. Dept. Agric., For. Serv., Berkeley, Calif.
107. Molberg E. S. and J. R. Hay. 1968. Chemical weed control on summerfallow. Can. J. Soil Sci., Vol. 48, pp. 255—263.
108. Moysey E. B. and F. B. McPherson. 1966. Effect of porosity on performance of windbreaks. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., Vol. 9, pp. 74—76.
109. Neff E. L. 1980. Snow trapping by contour furrows in southeastern Montana. Submitted to J. Range Manage.
110. Neff E. L. and J. R. Wight. 1977. Overwinter soil water recharge and herbage production as influenced by contour furrowing on eastern Montana rangelands. J. Range Manage. Vol. 30, pp. 193—195.
111. Nicholaichuk W. and D. I. Norum. 1975. Snow management on the Canadian Prairies. Proc. Symp. on Snow Management on the Great Plains, Publ. No. 73, Great Plains Agric. Council and Univ. Nebr. Agric. Exp. Stn., Lincoln, pp. 118—127.
112. Pendleton J. W. 1954. The effect of lodging on spring oat yields test weights. Am. Agron. J., Vol. 46, pp. 265—267.
113. Peterson D. F. 1970. Water in the deserts. Arid Lands in Transition (H. E. Dregne, ed.), Publ. No. 90. Am. Assoc. Adv. Sci. Washington, D. C.
114. Powers R. F. and W. W. Oliver. 1970. Snow breakage in a pole-sized ponderosa pine plantation. Res. Note PSW-218, U. S. Dept. Agric. For. Serv., Berkeley, Calif.
115. Rapp, E., J. C. Van Schaik and N. N. Khanal. 1969. Growing irrigated crops in southern Alberta. Publ. No. 1152, Can. Dept. Agric. Res. Branch, Ottawa, Ont.

116. Rauzi F. 1975. Snow management on the Great Plains, Publ. No. 73. Great Plains Agric. Council and Univ. Nebr. Agric. Exp. Stn., Lincoln, pp. 180—186.
117. Rauzi F. and R. L. Lang. 1957. Range pitting. What's New in Crops and Soils, Vol. 9, No. 9.
118. Read D. W. L. and F. G. Warder. 1974. Influence of soil climate factors on fertilizer response of wheat grown on stubble land in southwestern Saskatchewan. Agron. J., Vol. 66, pp. 245—248.
119. Renwick B. 1962. Air movement around open-front sheds. B. Sc. Thesis, Dept. Agric. Eng., Univ. Sask. Saskatoon.
120. Rostvedt J. O. and others. 1968. Summary of floods in the United States during 1962. Water Supply Pap. 1820, U. S. Geol. Surv., U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.
121. Ruffner J. A. and F. E. Bair. 1974. The Weather Almanac. Gale Research Co., Book Tower Publ. Co., Detroit, Mich.
122. Saskatchewan Advisory Council on Soils and Agronomy. 1978. Saskatchewan fertilizer and cropping practices 1978-79. Sask. Dept. Agric. and Extension Div., Univ. Sask., Saskatoon.
123. Saskatchewan Agricultural Services Co-ordinating Committee. 1975. Guide to farm practice in Saskatchewan 1975. Univ. Sask. and Sask. Dept. Agric. and Can. Dept. Agric., Edited and produced by Extension Div., Univ. Sask., Saskatoon.
124. Schantz-Hansen T. 1939. Ten-year observations on thinning of 15-year old red pine. J. For., Vol. 37, pp. 963—966.
125. Schlehuber A. M. and B. B. Tucker. 1967. Culture of wheat. Wheat and Wheat Improvement (K. Quisenberry and L. Reitz, ed.), Agron. Ser. No. 13, Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., pp. 117—179.
126. Smika D. E. and C. J. Whitfield. 1966. Effect of standing wheat stubble on storage of winter precipitation. J. Soil and Water Conserv., Vol. 21, pp. 138—141.
127. Sonmore L. G. 1955-58. Annual reports, irrigation substation, Vauxhall, Alberta. Can. Dept. Agric., Lethbridge Res. Stn., Lethbridge, Alta.
128. Sonmore L. G. 1963. Seasonal consumptive use of water by crops grown in southern Alberta and its relationship to evaporation. Can. J. Soil Sci., Vol. 43, pp. 287—297.
129. Sprague V. G. and L. F. Graber. 1940. Physiological factors operative in ice sheet injury of alfalfa. Plant Physiol., Vol. 15, pp. 661—673.
130. Staple W. J. and J. J. Lehan. 1952. The conservation of soil moisture in southern Saskatchewan. Sci. Agric., Vol. 32, pp. 36—47.
131. Staple W. J. and J. J. Lehan. 1954. Wheat yield and use of moisture on substations in southern Saskatchewan. Can. J. Agric. Sci., Vol. 34, pp. 460—468.
132. Staple W. J. and J. J. Lehan. 1955. The influence of field shelter belts on wind velocity, evaporation, soil moisture and crop yield. Can. J. Agric. Sci., Vol. 35, pp. 440—453.
133. Staple W. J., J. J. Lehan and A. Wenhardt. 1960. Conservation of soil moisture from fall and winter precipitation. Can. J. Soil Sci., Vol. 40, pp. 80—88.
134. Steed G. L. 1976. Snowmelt runoff from Lee Creek Basin, Alberta. Unpubl. Tech. Rep., Alberta Dept. Environ., Agro-Hydrological Branch, Lethbridge, Alta.
135. Steppuhn H. and D. M. Gray. 1977. Potential sublimation on the Canadian Prairies, Unpubl. Rep., Div. Hydrol. Univ. Sask., Saskatoon.
136. Steppuhn H. and G. E. Dyck. 1974. Estimating true basin snowcover. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour., Inter. Discip. Symp., U. S. Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 314—324.
137. Stoddart L. A., A. D. Smith and T. W. Bx. 1975. Range Management. (3rd Ed.), McGraw-Hill, Inc., New York, N. Y.
138. Storr D. 1967. Precipitation variations in a small forested watershed. Proc. 35th Annu. Meet., Western Snow Conf., pp. 11—16.

139. Tabler R. D. 1968. Physical and economic design criteria for induced snow accumulation projects. *Water Resour. Res.*, Vol. 4, pp. 513—519.
140. Tabler R. D. 1971. Snow fences for watershed management. *Proc. Symp. on Snow and Ice in Relation to Wildlife and Recreation*, (A. O. Haugen, ed.), Iowa Coop. Wildlife Res. Unit, Iowa State Univ., Ames, pp. 116—121.
141. Tabler R. D. 1973. Evaporation losses of wind blown snow, and the potential for recovery. *Proc. 41st Annu. Meet., Western Snow Conf.*, pp. 75—79.
142. Theakston F. H. 1961. Snow accumulation around open-front buildings. *Can. J. Agric. Eng.*, Vol. 3, No. 1, pp. 19 and 32.
143. Theakston F. H. 1967. Advances in the use of models to predict behavior of snow and wind. *Pap. No. 67-433, 60th Annu. Meet. Am. Soc. Agric. Eng.* co-sponsored with the Can. Soc. Agric. Eng., Saskatoon, Sask.
144. Toperczer M. 1947. Die Bodentemperaturen in Wien 1911—1944. *Jahrbuch der Zentralanstalt für Meteorol. und Geodyn.* (1946), Anhang, 6, Wien.
145. Toumey J. W. and Korstian. 1947. *Foundations of Silviculture upon an Ecological Basis*. (2nd Ed.), John Wiley & Sons, Inc. New York, N. Y.
146. United Nations. 1964. *Economic Bulletin for Latin America*, VIII, No. 2 (as of Oct. 1963), New York, p. 162.
147. Unesco. 1976. World catalogue of very large floods. Vol. 21, In *Studies and Reports in Hydrology* (H. Kikkaw and V. Stanesco, eds.) Unesco Press, Paris.
148. U. S. Bureau of Reclamations, 1961. Reclamation project data. U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.
149. U. S. Department of Commerce. 1949. Climatological data and national summary. U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.
150. U. S. Department of Commerce. 1968. *Climate Atlas of the United States*. Nat. Weather Serv., NOAA, ESSA and EDS, Silver Spring, Md.
151. U. S. Soil Conservation Service. 1972. Snow survey and water supply forecasting. Section 22 SCS Nat. Eng. Handbook, U. S. Dept. Agric., U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C., pp. 1.1—9.35.
152. Van Haveren B. P. and W. D. Striffler. 1976. Snowmelt recharge on a shortgrass prairie site. *Proc. 44th Annu. Meet. Western Snow Conf.*, pp. 56—62.
153. Van Wijk W. R. and W. J. Dersksen. 1963. Sinusoidal temperature variation in a layered soils. Ch. 6, In *Physics of Plant Environment* (W. R. Van Wijk, ed.), North-Holland Publ. Co., Amsterdam.
154. Warder F. G., J. J. Lehane, W. C. Hinman and W. J. Staple. 1963. The effect of fertilizer on growth, nutrient uptake and moisture use of wheat on two soils in southwestern Saskatchewan. *Can. J. Soil. Sci.*, Vol. 43, pp. 107—116.
155. Warner L. A. 1973. Flood of June 1964 in the Oldman and Milk River basins, Alberta. *Can. Dept. Energy, Mines and Resour., Water resour. Branch. Inland Water Direct.*, Ottawa, Ont.
156. Water Resources Council. 1978. Second U. S. national water assesment. *Nat. Tech. Inf. Serv.*, Washington, D. C.
157. Water Survey of Canada. 1972. Surface water data—Alberta: Lee Creek at Cardston, Alberta, Station No. 05AE002. *Water Manage. Serv.*, Can. Dept. Environ., Ottawa, Ont.
158. Water Survey of Canada. 1974. Historical streamflow—Ontario Summary: St. Lawrence River at Cornwall, Ontario Station No. 02MC002. *Water Manage. Serv.*, Can. Dept. Environ., Ottawa, Ont.
159. Weinberger M. L. 1961. Potential investment in small watersheds. In *Economics of Watershed Planning* (G. S. Tolley and F. E. Riggs, eds.) Iowa State Univ. Press, Ames, pp. 42—68.
160. Wernstedt F. L. 1972. *World Climate Data*. Climate Data Press, Penn. State Univ., Lemont.
161. Wight J. R., E. L. Neff and F. H. Siddoway. 1975. Snow management in eastern Montana rangelands. *Proc. Symp. on Snow Management on the Great Plains*. Publ. No. 73, Great Plains Agric. Counc. and Univ. Nebr. Agric. Exp. Stn., Lincoln, pp. 138—143.
162. Willis W. O. 1979. Snow on the Great Plains. *Modelling of Snow Cover Runoff* (S. Colbeck and M. Ray, eds.), U. S. Army Cold. Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H., pp. 56—62.
163. Willis W. O. and C. W. Carlson. 1962. Conservation of winter precipitation in the Northern Plains. *J. Soil and Water Conserv.* Vol. 17, pp. 122—123.
164. Willis W. O., C. W. Carlson, J. Alessi and H. J. Haas. 1961. Depth of freezing and spring runoff as related to fall soil moisture level. *Can. J. Soil Sci.*, Vol. 41, pp. 115—123.
165. Willis W. O. and A. B. Frank. 1975. Water conservation by snow management in North Dakota. *Proc. Symp. on Snow Management on the Great Plains*. Publ. No 73, Great Plains Agric. Counc. and Univ. Nebr. Agric. Exp. Stn. Lincoln, pp. 155—162.
166. Willis W. O. and H. J. Haas. 1969. Water conservation overwinter in the northern plains. *J. Soil Water Conserv.*, Vol. 24, pp. 184—186.
167. Willis W. O. and H. J. Haas. 1971. Snow and snowmelt management with level benches, small grain stubble and windbreaks. *Proc. Symp. on Snow and Ice in Relation to Wildlife and Recreation* (A. O. Haugen, ed.), Iowa Coop. Wildlife Unit, Iowa State Univ., Ames, pp. 86—95.
168. Willis W. O., H. J. Haas and C. W. Carlson, 1969. Snowpack runoff as affected by stubble height. *Soil Sci.*, Vol. 107, pp. 256—259.
169. Work R. A. 1955. Measuring snow to forecast water supplies. In *Water, 1955 Yearbook of Agriculture*. U. S. Dept. Agric. U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C., pp. 95—102.
170. Ylimaki A. 1962. The effect of snow cover on temperature conditions in the soils and overwintering of field crops. *Annales Agriculturae Fenniae*, Vol. 1, pp. 192—216 (Seria Phytopathologia No. 3, Sarja Kasvitaudit 3).
171. Zingg A. W. and V. L. Hauser. 1959. Terrace benching to save potential runoff for semiarid lands. *Agron., J.* Vol. 51, pp. 289—292.

ЧАСТЬ II

Снежные осадки и снежный покров

- 4 **Формирование снежных осадков**
- 5 **Распределение снежного покрова**
- 6 **Измерения и анализ данных**
- 7 **Свойства снега и физические процессы
в снежном покрове**
- 8 **Метелевый перенос снега**
- 9 **Абляция снежного покрова и сток**
- 10 **Снег и лед на озерах**
- 11 **Лавины**

Формирование снежных осадков

ВВЕДЕНИЕ

Физика снежных осадков представляет собой раздел физики осадков, поскольку метеорологические условия, необходимые для выпадения снега, не отличаются от условий, необходимых для выпадения других типов осадков. В общем случае вероятность выпадения осадков определяется наличием влаги в атмосфере и возможностью дальнейшего превращения этой влаги в осадки. Такое превращение чаще обусловлено охлаждением воздуха вследствие его конвективного подъема. Для выпадения снега температура воздуха не должна превышать 0°C .

В стадии формирования в атмосфере снег можно определять просто как частицы льда, достигшие в процессе роста в облаке достаточных размеров, чтобы осаждаться с заметной скоростью и достигать земной поверхности. На практике такое определение следует использовать с некоторыми оговорками: например, к понятию «снег» не относятся ледяные крупинки и градины, так же как и образующиеся на месте отложения иней и гололед.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДКОВ

Источники влаги

Формирование осадков определяется поступлением и распределением влаги в атмосфере. Влага поступает в атмосферу вследствие испарения с океанов, рек, почвы, растений и т. д. Интенсивность и направление влагообмена между воздухом и подстилающей поверхностью зависят от ряда факторов. Над водной поверхностью испарение происходит в том случае, если тепло поступает непосредственно от солнца или из воздуха, а градиент давления водяного пара положителен, т. е. давление насыщенного водяного пара в слое воздуха непосредственно у водной поверхности больше, чем давление водяного пара в вышележащих слоях. На суше значительное влияние на процессы влагообмена оказывает наличие влаги, которое зависит от характеристик климата и почвы, а также режима растений.

В течение зимы основными источниками влаги в атмосфере в северном полушарии являются океаны, особенно Тихий и Атлан-

тический к северу от 40° с. ш., а также Мексиканский залив. Континентальная воздушная масса, перемещающаяся над океаном, обычно характеризуется более низкими значениями температуры и давления водяного пара, чем непосредственно прилегающий к воде слой воздуха, в результате чего возникают мощные восходящие потоки тепла и влаги в нижних слоях атмосферы. Высота слоя конвекции зависит от поверхностного влагообмена и крупномасштабных вертикальных перемещений воздушных масс, которые в свою очередь определяются общим характером атмосферной циркуляции.

Хотя для полушария в целом океаны в зимнее время служат основным источником влаги, в региональном масштабе существенную роль могут играть и другие водные объекты. Например, в Канаде в начале зимы до ледостава важными источниками влаги служат Гудзонов залив и Великие озера.

Распределение атмосферной влаги

Количество водяного пара, содержащегося в атмосфере в конкретном районе, зависит от температуры воздуха, определяющей верхний предел насыщения (точка росы), и от доступности района для влажных воздушных масс. Четко выраженное уменьшение влагосодержания воздуха (увеличение относительной влажности) с понижением температуры показано в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Зависимость относительной влажности воздуха (%) от температуры [13]

Температура воздуха, °C	Абсолютная влажность, г/м³					
	4,85	7,27	9,41	13,65	17,31	30,4
30	16	24	31	45	57	100
20	28	42	54	79	100	
16	36	53	67	100		
10	72	77	100			
6	57	100				
0	100					

Для Северной Америки главным источником влаги служат влажные воздушные массы, перемещающиеся с северной части Тихого океана. Зимой максимальный поток влаги через Тихоокеанское побережье проходит, вероятно, между 50 и 55° с. ш. и уменьшается почти до нуля между 30 и 35° с. ш. [16]. Часть влаги теряется в виде осадков, когда воздушная масса пересекает Кордильеры; оставшаяся влага переносится на равнины. В восточной

части Канады и на северо-востоке США основными источниками влаги служат также воздушные массы с Атлантического океана и Мексиканского залива.

Говоря о влиянии атмосферной циркуляции на характер распределения атмосферной влаги, целесообразно рассматривать количество жидкой воды, которое могло бы образоваться при конденсации всего пара из вертикального атмосферного столба еди-

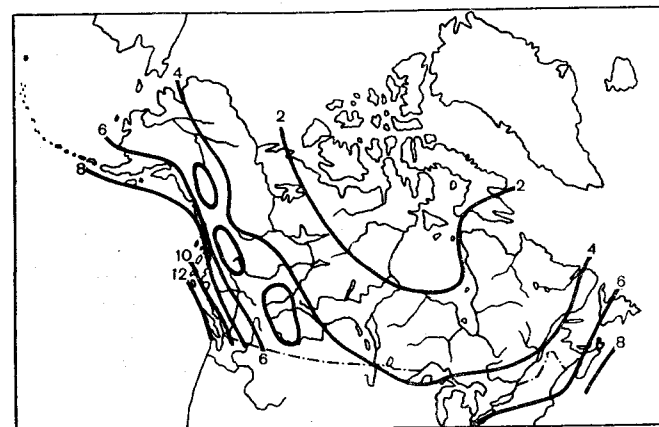


Рис. 4.1. Распределение средней толщины слоя осадочной воды (мм) для территории Канады в январе [4].

ничного сечения. Хэй [4] рассчитал распределение средней толщины слоя осадочной воды для территории Канады; январское распределение показано на рис. 4.1.¹

Наибольшие значения (8—12 мм) встречающиеся на побережье Британской Колумбии, обусловлены влиянием влажного теплого воздуха с Тихого океана. Второй максимум (4—7 мм), отмечающийся над Атлантическим побережьем Канады, отражает влияние Атлантического океана и в меньшей степени Мексиканского залива на запасы влаги в атмосфере. Над большей частью провинций Онтарио, Квебек, а также над прериями средние значения толщины слоя осадочной воды колеблются от 2 до 4 мм. Минимальные значения (2 мм и менее) отмечаются над Киватином (Северо-Западные Территории) и над арктическими островами, характеризующимися очень низкими январскими температурами воздуха и удаленностью от основных источников влаги.

¹ В СССР применяется термин «влагосодержание вертикального столба единичного сечения». Влагосодержание вертикального столба, равное 1 кг/м², эквивалентно слою осадочной воды толщиной 1 мм. (Прим. ред. пер.)

Вертикальные движения воздуха

Осадки формируются в тех случаях, когда восходящие вертикальные движения воздуха приводят к его охлаждению вследствие адиабатического расширения. Строго адиабатическое охлаждение нечасто встречается в атмосфере; вместе с тем неадиабатические эффекты настолько слабы, что при решении большинства задач их можно не учитывать. Целесообразно выделить четыре типа вертикальных движений, связанных с процессом осадкообразования.

Горизонтальная конвергенция. При формировании области низкого давления в приземном слое создаются условия для развития восходящих движений воздуха.

Орографический подъем. Когда воздушная масса переваливает через препятствие в виде горы, гряды или группы холмов, наблюдается подъем и охлаждение воздуха, в результате чего происходит интенсивная конденсация и выпадение осадков. Такой процесс характерен, например, для западных склонов Скалистых гор в Британской Колумбии, где сильные ветры, направленные вверх по склону, приносят много влаги.

Конвективный подъем. При неравномерном прогревании или адвекции какая-то часть атмосферного воздуха оказывается более теплой и менее плотной, чем окружающие массы воздуха (например, когда воздушная масса проходит над более теплым водоемом). В результате образуются восходящие потоки, что приводит к формированию кучевых облаков, из которых при отрицательной температуре могут выпадать ливневые снежные осадки. Конвекцией обусловлен и максимум снежных осадков над территориями «снежного пояса» к югу и востоку от озер Гурон и Онтарио.

Фронтальный подъем. Фронтальными зонами называются переходные зоны, разделяющие крупные воздушные массы, температура и влажность которых существенно различаются. Во фронтальной зоне развиваются вертикальные движения, в результате чего формируются обширные облачные системы и выпадают осадки. Если теплая воздушная масса замещает холодную (теплый фронт), более теплый и менее плотный воздух движется над более тяжелым холодным воздухом. В случае холодного фронта теплый воздух вытесняется продвигающимся вперед валом холодного воздуха. С прохождением фронта обычно связано выпадение осадков на большой площади, причем наибольшее количество осадков часто приходится на северо-восточный сектор зоны низкого давления, где вертикальные движения, обусловленные конвергенцией и фронтальным подъемом, развиты в наибольшей степени.

Синоптические условия

Количество облаков и снежных осадков фронтального происхождения зависит от скорости поднятия одной воздушной массы над другой. Наиболее активно этот процесс протекает близ волны,

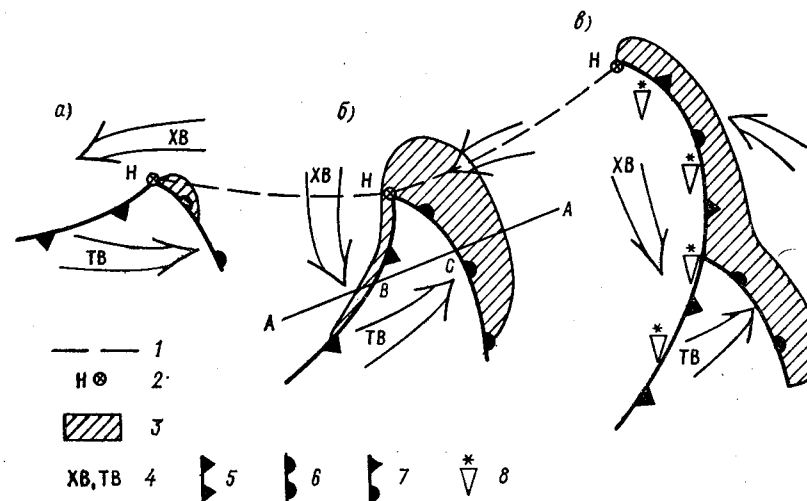


Рис. 4.2. Стадии развития циклона.

а — фронтальная волна, б — молодой циклон, в — окклюзированный циклон; 1 — траектория центра циклона, 2 — центр низкого давления, 3 — зона осадков, 4 — потоки холодного и теплого воздуха, 5 — холодный фронт, 6 — теплый фронт, 7 — фронт окклюзии, 8 — ливневой снег.

формирующейся на фронте. На рис. 4.2 рассматриваются три стадии развития фронтального циклона. Зимой циклон движется со скоростью в среднем около 11 м/с. При этом зона обложных осадков распространяется на 250 км перед теплым фронтом и на 40—80 км в пределах холодного фронта. Интенсивность выпадения осадков максимальна в пределах 80-километровой зоны низкого давления в северо-восточном секторе и уменьшается по мере удаления как от фронта, так и от центра низкого давления.

Однако при любом шторме условия могут заметно меняться в зависимости от влагозапасов и энергии циклона. Развитие конвекции, указывающее на неустойчивость фронтальной системы, еще более осложняет характер распределения осадков и приводит к формированию зоны особенно интенсивных осадков.

Воздействие рельефа

Орография оказывает существенное влияние на характер облачности и осадков циклонической системы. Когда теплый фронт переваливает через горную цепь, восходящее орографическое скольжение накладывается на общее фронтальное восходящее движение воздуха, что увеличивает скорость конденсации и ускоряет выпадение осадков. Поскольку горы замедляют движение фронта, то осадки выпадают в течение более длительного времени. Воздействие рельефа на формирование и характер осадков сходно с тем, которое наблюдается при прохождении холодного фронта или фронта окклюзии.

Зимой прибрежные долины и фьорды часто заполняются холодным воздухом, который начинает двигаться к берегу вместе с вышележащими слоями воздуха. Этот поток, встречаясь с потоком воздуха, движущегося со стороны моря, создает вдоль берега зону конвергенции неправильной формы. В результате развиваются восходящие движения и формируются облачность и осадки вдоль побережья.

Облачность и характер осадков

На рис. 4.3 представлен вертикальный разрез системы облаков теплового и холодного фронтов. Характеристика снежных осадков,

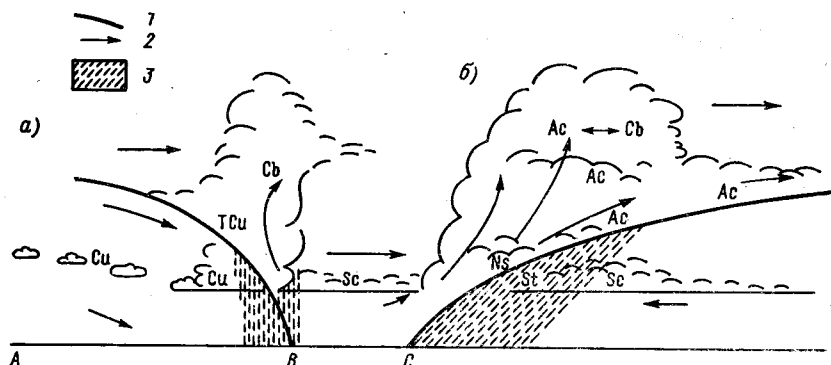


Рис. 4.3. Системы облачности холодного (а) и теплового (б) фронтов.

1 — поверхность фронтального раздела, 2 — направление воздушных потоков, 3 — зоны осадков.

которые могут быть связаны с каждым типом облачности, приведены в табл. 4.2.

Облачная система типичного окклюдированного циклона (см. рис. 4.2) обычно состоит из облаков вертикального развития и сло-

Таблица 4.2

Снежные осадки, выпадающие из облаков разных форм

Форма облаков	Снежные осадки
<i>Теплый фронт</i>	
Перистые (Ci), высоко- кучевые (Ac), высоко- кучевые башенкообраз- ные (Ac cast.)	Полосы падения; слабый ливневый снег; могут выпадать из Ac cast.
Высокослоистые (As)	Слабый обложной или с перерывами снег; обильный снег выпадает при трансформации As в Ns
Слоисто-дождевые (Ns)	Обложной снег; полосы падения отмечаются как из Ns, так и из As
Слоисто-кучевые (Sc)	Снежная пыль (мелкие снежинки) зарядами
Слоистые (St)	Непрерывная снежная пыль (аналог мороси в виде твердых осадков)
<i>Холодный фронт</i>	
Кучевые (Cu) и кучевые башенкообразные (Cu cast.)	Возможен слабый ливневый снег, более вероятный из Cu cast.
Кучево-дождевые (Cb)	Ливневый снег разной интенсивности

истой облачности. Однако в связи с тем, что воздух на среднем уровне не насыщен водяным паром, облачность там рассеивается. В результате на этой стадии снежные осадки оказываются менее интенсивными и продолжительными, чем на более ранних стадиях, когда развивается устойчивая фронтальная волна.

ОБРАЗОВАНИЕ СНЕГА

Формирование снежных осадков в атмосфере зависит от многих факторов, но главным образом от температуры окружающей среды и наличия переохлажденной воды. На рис. 4.4 рассматривается процесс формирования разных типов твердых осадков. Первоначально в результате конденсации водяных паров в восходящей теплой воздушной массе формируется облако. Как только температура в облаке опускается ниже 0°C , создаются условия, благоприятные для образования снега. При температуре около -5°C ядра кристаллизации, присутствующие в атмосфере, формируют в процессе льдообразования мельчайшие кристаллы льда. С ледяного кристалла начинается формирование снежного кристалла (снежинки). Диаметр его обычно меньше 75 мкм , а скорость падения не превышает 5 см/с . Форма кристалла очень простая: обычно это шестиугольная пластинка, которая в процессе роста и усложнения превращается в снежинку. Нередко в результате

сцепления снежинок образуются снежные хлопья. В некоторых случаях снежинка проходит через зону более высокой концентрации облачных капель, и если ее размеры превышают 300 мкм, наблюдается процесс заиневения, когда мелкие облачные капли размером 10—40 мкм замерзают при соприкосновении со снежинкой. Этот процесс, происходящий, как правило, при температурах от -5 до -20°C , приводит к образованию инея, а в случае чрез-

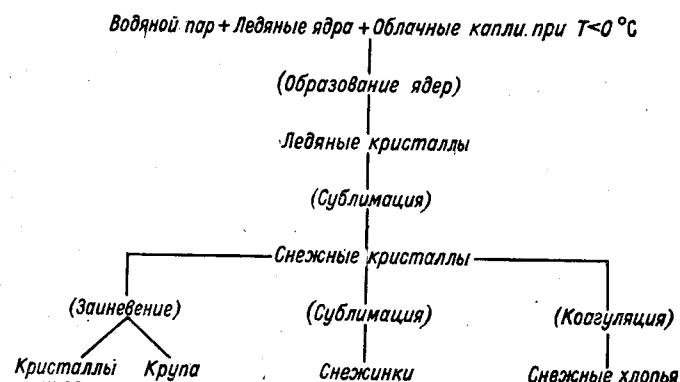


Рис. 4.4. Схема процесса образования снежных осадков.

вычайно сильного заиневения — к образованию снежной крупы. Таким образом, снежные осадки могут состоять из снежинок, снежных хлопьев, кристаллов инея, снежной крупы, либо из обломков этих частиц.

Льдообразование в атмосфере

В 1 см^3 воздуха в нижних слоях атмосферы в любой момент содержится несколько сотен до многих тысяч аэрозольных частиц, большая часть которых имеет размеры от 0,01 до 1 мкм. Частицы, на которых конденсируется водяной пар, называются ядрами конденсации. Ядрами кристаллизации называют частицы, вокруг которых образуется лед либо в результате непосредственного замерзания облачных капель, либо в результате осаждения водяного пара на поверхности частиц. Процесс кристаллизации при участии таких частиц называется гетерогенным. При температуре ниже -40°C процесс образования мельчайших ледяных частиц происходит спонтанно, в отсутствии ядер кристаллизации; такой процесс называется гомогенным.

В атмосфере обычно происходит гетерогенная кристаллизация. При этом если ядро кристаллизации расположено в облачной

капле, то капля замерзнет при некоторой отрицательной температуре, которая определяется природой ядра. В этом случае ядро действует как иммерсионный центр кристаллизации. Если ядро касается внешней поверхности капли и вызывает ее замерзание, оно действует как контактный центр кристаллизации. Кроме того, в переохлажденном облаке возможно осаждение водяного пара непосредственно на поверхности частицы и образование в результате ледяного слоя.

Установлено, что химический состав ядер кристаллизации чрезвычайно разнообразен; каждое из них характеризуется своей температурой, при которой может начаться образование льда. Наиболее эффективны ядра, действующие при температурах от -5 до -10°C .

Основным источником ядер кристаллизации являются частицы почв и минеральной пыли, переносимые на высоты воздушными потоками. К наиболее активным естественным ядрам кристаллизации относятся глинистые частицы; менее важными источниками являются промышленные предприятия и лесные пожары. В качестве ядер кристаллизации также могут служить частицы взвешенного происхождения, пыльца и споры растений. Лишь небольшая часть аэрозолей (при температуре -10°C примерно одна частица на миллиард) может служить в качестве активных ядер кристаллизации. Наиболее вероятные размеры ядер кристаллизации колеблются в пределах 0,1—1 мкм. Концентрация активных ядер быстро возрастает с понижением температуры воздуха. Например, в диапазоне от -10 до -30°C она возрастает в 10 раз при понижении температуры на 4°C . Концентрация ядер также очень сильно меняется во времени и в пространстве: ее изменение на один или два порядка может происходить за время от нескольких минут до нескольких недель и на расстояниях в несколько десятков метров.

Рост кристаллов в результате осаждения водяного пара

Ледяной кристалл, помещенный в переохлажденное капельное облако, будет расти за счет капель, потому что давление водяного пара над ледяной поверхностью меньше, чем над поверхностью воды. При температуре, характерной для образования снежных осадков, перенасыщение в облаке по отношению к водной поверхности может быть невелико, но по отношению к поверхности льда составлять 10—20 %. В результате происходит отток водяного пара от капель к ледяному кристаллу, который таким образом растет. Предпочтительный рост кристалла в облаке служит основой механизма, предложенного Бергероном [1] для объяснения процесса образования осадков, особенно в умеренных широтах.

Кристаллы быстро достигают размеров, при которых они начинают опускаться. В процессе падения кристалл растет за счет столкновения с облачными каплями, которые при низкой температуре замерзают. Если при падении кристалл пересекает уровень 0°C , он может растаять полностью и выпасть на поверхность земли в виде дождевой капли.

Основная форма ледяного кристалла определяется температурой, при которой он растет, тогда как скорость роста и вторичные особенности зависят от степени пересыщения. Изменения формы обусловлены различиями в относительных скоростях роста граней кристалла; кристаллы могут быть призматическими или пластинчатыми в зависимости от того, какие грани растут быстрее — боковые или базальные. При температуре от 0 до -4°C преобладают пластинчатые кристаллы; от -4 до -10°C — призмы, спирали и иглы; от -10 до -20°C — толстые пластинки, дендриты и гексагональные пластинки, а от -20 до -35°C — полые столбики (см. типы кристаллов на рис. 4.5). Основные изменения формы кристаллов отмечаются примерно при температурах -4 , -10 и от -20 до -22°C , при которых кривые, характеризующие скорость роста базальных и боковых граней, пересекаются.

Скорость роста массы кристалла m за время t вследствие диффузии водяных паров на его поверхность определяется выражением

$$dm/dt = 4\pi C D F A_c (\rho_{\infty} - \rho_0), \quad (4.1)$$

где C — коэффициент, характеризующий форму кристалла; D — коэффициент диффузии водяных паров в воздухе; F — коэффициент вентиляции, зависящий от скорости движения кристалла относительно воздуха; A_c — функция размера кристалла и коэффициента аккомодации, зависящего от температуры и характера поверхности кристалла; ρ_{∞} — абсолютная влажность в потоке на большом удалении от кристалла, ρ_0 — абсолютная влажность на поверхности кристалла.

Уравнение (4.1) справедливо в случае, если диаметр кристалла не превышает нескольких сотен микрометров, когда влияние диффузии на его рост становится несущественным по сравнению с влиянием процесса захвата облачных капель. При больших параметрах захват облачных капель становится доминирующим фактором роста массы кристалла.

Заиневение снежных кристаллов

В процессе падения в облаке кристалл растет за счет столкновения с облачными каплями. Эффективность столкновений определяется как отношение числа капель, захваченных кристаллом, к общему числу капель, которые прошли внутри столба воздуха, ограниченного поперечным сечением кристалла и расстоянием, ко-

торое пролетел кристалл. Было предпринято много экспериментальных и теоретических исследований с целью определения эффективности столкновения для разных типов кристаллов, однако их значения все еще не выяснены окончательно. Эффективность сцепления определяется отношением числа замерших и прилипших к кристаллу капель к общему числу капель, которые сталкивались с ним или касались его поверхности. Значение этого параметра близко к единице, поэтому часто при расчетах роста кристаллов вследствие заиневения его не принимают во внимание. Размеры кристаллов, при которых наблюдается процесс заиневения, зависят от формы кристалла: например, размер гексагональных пластинок и дендритов должен превышать $200\text{--}300$ мкм, а малая ось столбиков — 50 мкм.

Исследование процесса заиневения необходимо, так как он влияет на скорость падения снежных кристаллов, а кроме того, в результате этого процесса образуются снежная крупа и градины. Последние данные показывают, что в процессе замерзания облачных капель выбрасываются вторичные ледяные частицы. Таким образом, заиневение может привести к увеличению ледяных частиц в облаке.

Изменение массы кристалла пластинчатой формы, падающего в переохлажденном облаке, вследствие заиневения описывается формулой

$$dm/dt = \pi r^2 a b \omega W, \quad (4.2)$$

где r — радиус кристалла, a — эффективность сцепления, b — эффективность столкновения, ω — скорость падения кристалла относительно капель, W — водность облака. Это уравнение показывает, что скорость роста массы быстро возрастает с увеличением размера частиц. Кристалл радиусом 250 мкм может достичь размера $1\text{--}2$ мм в течение $10\text{--}20$ мин.

Коагуляция снежных кристаллов

Рост снежных хлопьев в результате коагуляции снежных кристаллов при их падении через облако может быть описан уравнением, подобным уравнению (4.2). Коагуляция представляет собой сцепление снежных кристаллов, происходящее при их столкновении. Эффективность захвата E зависит от эффективности сцепления (в данном случае между кристаллами) и эффективности столкновения. Большинство исследований установлено, что значение E меняется от $0,1$ до 1 и зависит от температуры облака и электрического поля кристалла.

Джайавира и Мэйсон [8] показали, что шлейф движущейся частицы может увеличивать эффективность ее столкновения. Если два примерно одинаковых диска, размеры и скорости падения ко-

торых аналогичны параметрам реальных кристаллов, падают один за другим, то притяжение между ними может ощущаться на расстоянии до 40 диаметров частицы; это повышает вероятность столкновения. Такие же результаты получены и для частиц цилиндрической формы.

У природных кристаллов сцепление может быть обусловлено несколькими процессами, включая объединение кристаллов, заиневение, осаждение водяного пара и спекание частиц. Процесс спекания представляет собой испарение с поверхности кристаллов и конденсацию на шейке между двумя кристаллами.

Измерения, проведенные внутри облаков, показывают, что размеры снежных хлопьев максимальны при температуре, близкой к 0°C , поскольку при этом увеличиваются силы сцепления. Кроме того, чем большее расстояние проходят снежные хлопья при своем падении, тем больших размеров они достигают. При температуре выше 0°C снежные хлопья быстро тают и падают в виде капель дождя, если нулевая изотерма лежит достаточно высоко над земной поверхностью. В типичном облаке снежные хлопья диаметром 1 мм могут вырасти до 10 мм в течение 20 мин, а при их таянии образуются дождевые капли диаметром 1 мм [6].

Искусственные воздействия на снежные осадки

За последние 25 лет развернуты широкие исследования, направленные на поиски искусственных ядер кристаллизации, которые можно было бы эффективно использовать для воздействия на облака. Были опробованы многочисленные органические и неорганические смеси, а их пороговые температуры каталогизированы [12]. Одними из первых были открыты два наиболее широко применяемых в настоящее время реагента — твердая уголекислота и иодистое серебро. Первый успешный эксперимент по засеву облака был проведен Шэфером в 1946 г. в США. После засева переохлажденного облака твердой уголекислотой наблюдалось образование большого количества снежных кристаллов, а также быстрое рассеяние облаков в районе засева. Проект «Циррус», выполнявшийся в США в 1948 г., был первой экспериментальной проверкой засева иодистым серебром. В слое облака, состоявшем из переохлажденных капель воды, распылялся горящий древесный уголь, пропитанный иодистым серебром. В результате произошла кристаллизация переохлажденных капель.

Перераспределение, а также инициирование и увеличение количества снежных осадков — вот главные цели работ, направленных на изменение погоды зимой. Обе цели достигаются в сущности одними и теми же средствами. Обильный засев инициирует образование огромного количества ледяных кристаллов, которые при падении растут в результате осаждения на них водяного пара. Экспе-

рименты с применением этой методики над озером Эри, проведенные в конце 60-х годов сотрудниками Корнеллской лаборатории аэронавтики [2], были направлены на перераспределение зимних снегопадов «озерного эффекта» в глубь суши и оказались достаточно успешными. В 1969 г. в университете штата Вашингтон началось выполнение проекта «Каскад», целью которого было изучение зимних облаков в Каскадных горах и засев этих облаков иодистым серебром и твердой уголекислотой. В работе Хобса и др. [7] отмечено, что снегопад был успешно вызван над намеченной ранее территорией в высокогорной части Каскадного хребта в штате Вашингтон.

ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНЫХ КРИСТАЛЛОВ

Классификация снежных кристаллов

«Снег» и «снежные кристаллы» — термины, слишком общие для того, чтобы ими можно было пользоваться при детальном описании различных типов осадков и процессов их формирования, поэтому необходима хорошая классификационная система. Это особенно важно для исследователей в области метеорологии и гляциологии, а также для лыжников и вообще для людей, занятых разными видами деятельности на открытом воздухе.

Форма ледяного кристалла при его зарождении в облаке существенно зависит от тех же характеристик, которые определяют его рост, а именно — от температуры и влажности воздуха. Выпадающий на землю снежный кристалл подвергается воздействию многих процессов, в результате чего физические характеристики сильно изменяются.

Было предложено несколько классификаций частиц льда в атмосфере, основанных на различиях в форме и процессах роста кристаллов. В некоторых случаях незначительное изменение формы кристаллов может отражать существенное изменение атмосферных условий. Одна из систем, которой часто пользуются для классификации снежных осадков, была предложена Комиссией снега и льда Международной ассоциации гидрологических наук 1951 г. [15]. Ледяные частицы разделены на 10 основных типов: пластинки, звезды, столбики, иглы, пространственные дендриты, увенчанные столбики, неправильные кристаллы, снежная крупа, ледяной дождь и град. В пределах каждого типа частицы могут различаться в соответствии со следующими признаками: наличие обломков кристаллов и следов заиневения, влажное или талое состояние выпадающего снега, максимальный размер частиц. К сожалению, эта классификационная схема дает только общее

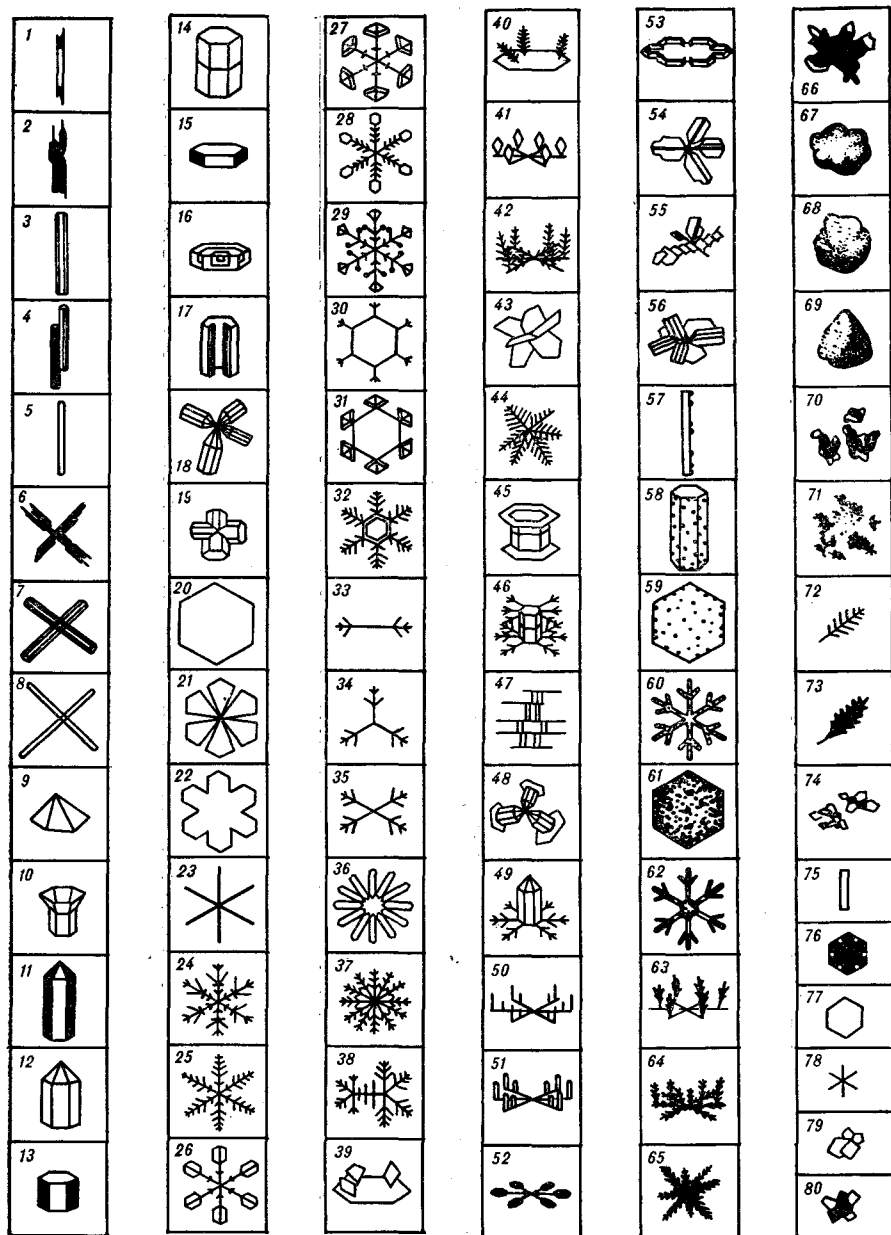


Рис. 4.5. Классификация форм атмосферных ледяных и снежных кристаллов (по Магоно и Ли [10]).

1 — N1a простая игла
2 — N1b связка простых игл

3 — N1c простой футляр (полый цилиндр)
4 — N1d связка полых цилиндров

подразделение снежных кристаллов — их неправильные формы идентифицировать очень трудно; кроме того, она имеет ряд недостатков. В связи с этим в физике облаков широко используется другая, более точная классификация, разработанная Магоно и Ли [10], которая содержит достаточно деталей, чтобы описать почти все типы кристаллов. Эта классификация широко применяется в настоящее время (рис. 4.5). Такие частицы как ледяной дождь и град, которые не включены в схему, приведенную на рис. 4.5, имеют стандартные определения.

- | | |
|---|--|
| 5 — N1e длинный сплошной столбик | 44 — P7b пучок расходящихся дендритных лучей |
| 6 — N2a пучок игл | 45 — CP1a столбик с пластинами у оснований («запонки») |
| 7 — N2b пучок полых цилиндров | 46 — CP1b столбики с дендритными отростками |
| 8 — N2c пучок длинных сплошных столбиков | 47 — CP1c множество покрывающих друг друга столбиков |
| 9 — C1a пирамида | 48 — CP2a пучки пучков с пластинками у оснований |
| 10 — C1b чаша | 49 — CP2b пучки с дендритными отростками |
| 11 — C1c сплошная пуля | 50 — CP3a звездчатый кристалл с иглами |
| 12 — C1d полая пуля | 51 — CP3b звездчатый кристалл со столбиками |
| 13 — C1e сплошной столбик | 52 — CP3c звездчатый кристалл с витком спирали на концах |
| 14 — C1f полый столбик | 53 — CP3d пластина с витками спирали по краям |
| 15 — C1g сплошная толстая пластина | 54 — S1 расходящиеся в стороны пластины |
| 16 — C1h толстая пластина скелетной структуры | 55 — S2 пластины в виде ступенчатой лестницы |
| 17 — C1i виток спирали | 56 — S3 пучки пучков, столбиков и пластин |
| 18 — C2a пучок пучков | 57 — R1a обзерненный игольчатый кристалл |
| 19 — C2b пучок столбиков | 58 — R1b обзерненный столбчатый кристалл |
| 20 — P1a гексагональная пластина | 59 — R1c обзерненная пластина или сектор |
| 21 — P1b кристалл с лучами в виде секторов | 60 — R1d обзерненный звездчатый кристалл |
| 22 — P1c кристалл с широкими лучами | 61 — R2a густо обзерненная пластина или сектор |
| 23 — P1d звездчатый кристалл | 62 — R2b густо обзерненный звездчатый кристалл |
| 24 — P1e обыкновенный дендритный кристалл | 63 — R2c звездчатый кристалл с намерзшими пространственными отростками |
| 25 — P1f папоротникообразный кристалл | 64 — R3a плотная снежинка с гексагональными отростками |
| 26 — P2a звездчатый кристалл с пластинами на концах | 65 — R3b плотная снежинка в виде комочка |
| 27 — P2b звездчатый кристалл с пластинами секторной формы на концах | 66 — R3c плотная снежинка с необзерненными отростками |
| 28 — P2c дендритный кристалл с пластинами на конце | 67 — R4a крупа с признаками гексагональной структуры |
| 29 — P2d дендритный кристалл с пластинами секторной формы на концах | 68 — R4b комкообразная крупа |
| 30 — P2e пластины (шестигранные) с простыми отростками на ребрах | 69 — R4c крупа конической формы |
| 31 — P2 пластины (шестигранные) с отростками секторной формы | 70 — I1 частичка льда |
| 32 — P2g пластины с дендритными отростками | 71 — I2a обзерненная частица |
| 33 — P3a двухлучевой кристалл | 72 — I3a лучевой обломок |
| 34 — P3b трехлучевой кристалл | 73 — I3b обзерненный лучевой обломок |
| 35 — P3c четырехлучевой кристалл | 74 — I4 обзерненная смесь |
| 36 — P4a кристалл с 12 широкими лучами | 75 — G1 мельчайший столбик |
| 37 — P4 дендритный кристалл с 12 лучами | 76 — G2 зародыш скелетной структуры |
| 38 — P5 кристалл неправильной формы | 77 — G3 мельчайшая гексагональная пластина |
| 39 — P6a пластина с пространственно расположенными пластинками | 78 — G4 мельчайший звездчатый кристалл |
| 40 — P6b пластина с дендритными лучами, расходящимися в пространстве | 79 — G5 мельчайший пучок пластин |
| 41 — P6c звездчатый кристалл с расходящимися в пространстве пластинками | 80 — G6 бесформенный зародыш |
| 42 — P6d звездчатый кристалл с пространственными дендритными лучами | |
| 43 — P7a пучок расходящихся лучей — пластины | |

Размер, масса, плотность, конечная скорость и концентрация снежных кристаллов

Максимальный размер отдельных снежных кристаллов, выпадающих на земную поверхность, составляет от 50 мкм до 5 мм. В результате исследования выпадающих снежных кристаллов, снежных хлопьев и крупы были получены соотношения массы и диаметра, характерные для разных типов частиц. Понятно, что эти зависимости приближенные, так как каждая из них получена путем осреднения данных измерений характеристик множества частиц, которые, хотя и сходны, но не идентичны. Дополнительные сложности возникают вследствие того, что измерения проводятся в разных местах и в разное время, при различных метеорологических условиях. Однако, несмотря на такие ограничения, полученная информация полезна для расчета скорости роста капель или интенсивности выпадения осадков. В указанных соотношениях за размер частицы принимается диаметр наименьшей окружности, описанной вокруг нее. В табл. 4.3 приведены типичные зависимости для некоторых наиболее характерных типов кристаллов. Если необходимы более точные оценки конечных скоростей снеж-

Таблица 4.3

Соотношения между массой m (мг), диаметром D (мм) и скоростью u (м/с)
для снежных кристаллов разных типов

Тип снежного кристалла	m и D	u и D	Источник
Дендриты	$m = 0,0038D^2$		[14]
Иглы	$m = 0,0029D$		"
Заиневелые пластинки и звезды	$m = 0,027D^2$		"
Снежная пыль и прост- ранственные дендриты	$m = 0,010D^2$		"
Крупа конической формы	$m = 0,073D^{2,6}$	$u = 1,2D^{0,65}$	[9]
Крупа гексагональной формы	$m = 0,044D^{2,9}$	$u = 1,1D^{0,57}$	"
Комбинации пластин, пучков, столбиков	$m = 0,037D^{1,9}$	$u = 0,69D^{0,41}$	"
Дендриты с лучами	$m = 0,073D^{1,4}$	$u = 0,8D^{0,16}$	"
Заиневелые скопления дендритов с лучами	$m = 0,037D^{1,9}$	$u = 0,79D^{0,27}$	"
Заиневелые столбики	$m = 0,0331L^{2,3}$	$u = 1,1L^{0,56}$	"

Примечание. L — длина кристалла (мм).

ного кристалла, то их, как правило, можно подсчитать, учитывая экспериментально определяемый коэффициент аэродинамического сопротивления [6].

В большинстве случаев плотность снежного кристалла данного типа трудно измерить из-за сложностей в определении объема кристалла. Плотность сильно заиневелых кристаллов, а также крупы, объемы которых можно измерить с достаточной точностью, изменяется примерно от 100 до 700 кг/м³. Также очень трудно определить характерную концентрацию снежных кристаллов и снежных хлопьев в снегопаде, поскольку ее значения могут меняться в очень широких пределах — от 0,1 до 100 частиц в 1 дм³ воздуха. Концентрация связана с такими характеристиками облака, как температура его верхней части, мощность и высота нижней границы. Хобс с соавторами [7] полагают, что концентрация ледяных кристаллов на вершине слоистого конвективного облака может быть описана следующей формулой:

$$\lg C = -1,11 - 0,13T_c, \quad (4.3)$$

где C — концентрация кристаллов (число частиц в 1 дм³), а T_c — температура на вершине облака (°C). Уравнение (4.3) применимо при концентрации кристаллов выше 0,1 дм⁻³ и температуре вершины облака ниже —8°C.

Физические характеристики снежных хлопьев

Число кристаллов, составляющих снежные хлопья, может изменяться от двух до нескольких сотен. Как правило, для формирования снежных хлопьев нужно, чтобы множество кристаллов двигались с разными скоростями при температуре немного ниже 0°C. Поскольку дендриты имеют большое число радиальных лучей (см. рис. 4.5, Ple—P2d), они коагулируют быстрее, чем другие типы кристаллов, и часто встречаются в снежных хлопьях. Однако и другие типы кристаллов, такие как иглы (N1a—N1e), также широко распространены.

Размеры снежных хлопьев, скорость падения и другие их характеристики трудно определить точно, так как снежные хлопья могут формироваться из неопределенного множества комбинаций снежинок. Максимальный размер снежных хлопьев может меняться от 0,1 мм до нескольких сантиметров. Наибольших размеров хлопья достигают при температуре, близкой к 0°C, причем при понижении температуры размеры уменьшаются [5]. Результаты исследований показывают, что коагуляция прекращается при температуре ниже —20°C. Скорость падения снежных хлопьев зависит от их размера, типа кристаллов и степени заиневелости. Некоторые соотношения для определения скорости падения снежинок приведены в табл. 4.3. Плотность снежных хлопьев также чрез-

вычайно изменчива, однако исследования Магоно и Намуры [11] показывают, что она уменьшается с увеличением размеров в соответствии с уравнением

$$\rho D^2 = 2 \cdot 10^{-2}, \quad (4.4)$$

где ρ — плотность (г/см³), а D — диаметр (см).

РОЛЬ СНЕГА В УДАЛЕНИИ ДИСПЕРГИРОВАННОГО МАТЕРИАЛА ИЗ АТМОСФЕРЫ

В дополнение к перераспределению влаги между атмосферой и земной поверхностью, снег переносит огромное количество диспергированного материала, особенно над городскими территориями и вблизи от них, а также близ крупных промышленных предприятий. Аэрозоли удаляются из атмосферы в результате действия следующих четырех процессов (в порядке значимости): вымывания — удаления частиц дождем или снегом в слое атмосферы под облаками; выноса снегом или дождем — процесса, при котором частицы попадают в облачные капли, которые затем вырастают до размера дождевых, либо вызывают заиневение снежных кристаллов, прежде чем они выпадут из облака; столкновения с объектами, возвышающимися над поверхностью земли; седиментации — процесса, который активно развивается при размере частиц более 10—20 мкм.

Снег может выносить из атмосферы самые разнообразные вещества, например аэрозоли, ионы, изотопы газов. Концентрация примесей в снегу отражает их концентрацию в атмосфере и указывает на источник и механизм образования аэрозолей вблизи места отбора проб. Поскольку снежинки и снежные хлопья падают медленнее и, выпадая, покрывают большую площадь по сравнению с дождевыми каплями той же массы, они дольше находятся под влиянием примесей и потому являются лучшими индикаторами их наличия в атмосфере.

Суд и Джексон [18] исследовали влияние формы, размеров снежинок и размеров частиц примесей на эффективность вымывания естественными снежными кристаллами (1—10 мм) частиц субмикронных размеров. Было установлено, что эффективность вымывания не зависит от формы снежинок, увеличивается с уменьшением их диаметра и не падает ниже 0,1 для частиц размером от 0,3 до 0,5 мкм. Таким образом, выпадение снега оказывает большое влияние на концентрацию примесей, приводя к удалению аэрозолей из атмосферы и осаждению их в снежном покрове. При снеготаянии аэрозоли вносят свой вклад в загрязнение поверхностных и грунтовых вод, что приводит к изменению химического состава поверхностных вод в районе загрязнения воздуха.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНЫХ ОСАДКОВ

Взаимосвязь между атмосферными процессами и появлением снега

Как утверждалось ранее, выпадение значительного количества снежных осадков возможно при следующих условиях:

- 1) влажность велика и имеется достаточное количество активных ядер при температуре, благоприятной для образования и роста ледяных кристаллов;
- 2) мощность облака достаточно велика для того, чтобы снежинки могли расти за счет коагуляции;
- 3) температура не превышает 0 °C в большей части слоя, сквозь который падает снег;
- 4) число ядер достаточно велико, чтобы восполнить потери, обусловленные выпадением осадков.

Обычно при наличии всех прочих условий имеется достаточное число активных ядер для формирования снега.

В мощных циклонических системах, из которых выпадает большая часть снежных осадков, значительные объемы восходящего воздуха охлаждаются вследствие адиабатического расширения. При достаточной влажности на обширных пространствах образуются высокостроистые и слоисто-дождевые облака. После формирования этих облаков большая часть водяных паров, которые были превращены в лед или воду, достигает земной поверхности в виде осадков, т. е. интенсивность выпадения осадков примерно равна скорости конденсации и сублимации. Основными факторами, определяющими скорость сублимации и конденсации, служат вертикальная скорость, температура и давление воздуха. Фалкс [3] вывел приблизительную зависимость интенсивности выпадения осадков P в слое восходящего потока насыщенного воздуха с единичным поперечным сечением

$$P = b\omega \Delta z, \quad (4.5)$$

где b — коэффициент, значение которого зависит от температуры и давления в слое восходящего потока; ω — вертикальная скорость воздуха; Δz — толщина слоя. На рис. 4.6 показано изменение интенсивности выпадения осадков для слоя толщиной $\Delta z = 100$ м и скорости восходящего потока $\omega = 1,0$ м/с. При условиях, характерных для образования снега (температура ниже 0 °C и высота менее 6 км), интенсивность выпадения осадков быстро уменьшается с понижением температуры и гораздо медленнее — с уменьшением давления (увеличением высоты). Вертикальная скорость определяется в основном характеристиками циклонической системы и

влиянием особенностей земной поверхности на воздушные потоки (например, в случае орографического подъема).

Другой важной характеристикой снежных осадков служит их продолжительность. В циклонической системе она зависит от нескольких факторов, в частности от скорости ее перемещения и траектории, а также размеров и формы поверхности, на которую выпадают снежные осадки. Развитие фронтальной системы показано на рис. 4.2. Полная оценка сезонного характера распределения снежных осадков требует также информации о частоте появления циклонических систем.

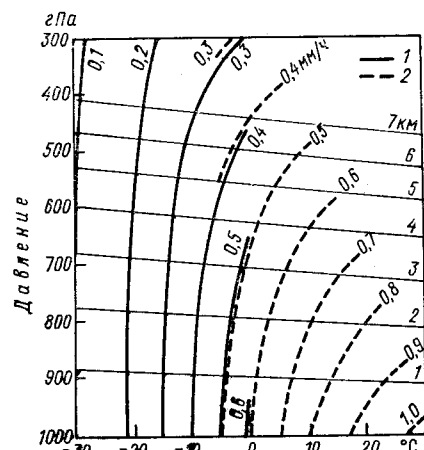


Рис. 4.6. Интенсивность осадков (мм/ч) из слоя воздуха толщиной 100 м, адиабатически поднимающегося со скоростью 1 м/с [3].

1 — снег, 2 — дождь.

Количество осадков определяется влажностью и стратификацией атмосферы. Конвекция часто наблюдается при движении холодного воздуха над относительно теплым водным объектом. Влажность и температурная стратификация зависят от начального распределения температуры и влажности воздуха, температуры воды и длины траектории воздуха над водным объектом. Если абсолютная влажность с высотой существенно уменьшается вплоть до уровня конденсации, то возникает неустойчивая стратификация и в результате может образоваться конвективная облачность и выпадут осадки (см. рис. 4.3).

Влияние влажности и механизма формирования снежных осадков на их распределение

Распределение среднего годового количества снежных осадков на территории Канады и США показано на рис. 4.7, где отмечаются два максимума. В отдельных областях на западе Британской Колумбии, территории Юкон и Аляске, примыкающих к горной цепи,

параллельной Тихоокеанскому побережью, количество снежных осадков превышает 4000 мм. Эти территории открыты для влажных воздушных масс, перемещающихся в восточном направлении

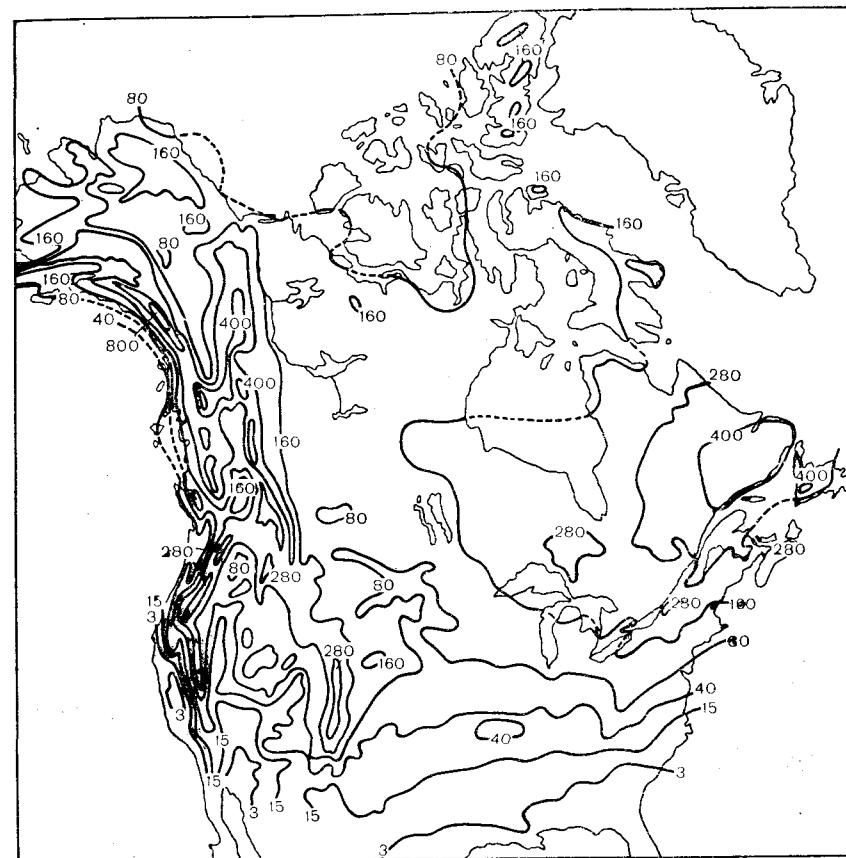


Рис. 4.7. Средние годовые суммы снежных осадков (см) на территории Канады и США (1941–1970 гг.).

непосредственно с Тихого океана. Вертикальные движения, обусловленные циклонической деятельностью, усиливаются под влиянием близости океана, так что снегопады могут быть очень обильными — в некоторых местах годовое количество осадков превышает 10 000 мм. Однако, например, вдоль южного побережья Британской Колумбии на уровне моря температура воздуха обычно превышает 0 °C, так что большая часть зимних осадков выпадает в виде дождя, а среднее сезонное количество снежных осадков составляет менее 600 мм. Количество снежных осадков также относительно невелико на территориях, закрытых горами.

Обильные снегопады довольно часто отмечаются в восточной части Канады — в центральной части Онтарио, в южном Квебеке, во многих провинциях на Атлантическом побережье, на Лабрадоре и восточном побережье Баффиновой Земли, где сезонное количество снежных осадков колеблется в пределах 2500—4000 мм. Через эти районы Канады проходят основные траектории движения циклонов, причем с Тихого и Атлантического океанов и с Мексиканского залива поступает разное количество влаги. Кроме того, важным источником влаги служат Великие озера, которые оказывают влияние на локальное распределение осадков. Например, к юго-востоку от озера Гурон средняя сумма сезонных снежных осадков составляет более 2500 мм. Количество осадков уменьшается в южном направлении от восточной части Онтарио — северной части Новой Англии к юго-восточной части США. Это обусловлено главным образом повышением температуры.

На территории провинций Альберта, Саскачеван и Манитоба, расположенных в зоне прерий, количество снежных осадков значительно меньше, чем в восточных и западных регионах, и колеблется в среднем от 750 до 1400 мм. Малое количество снежных осадков здесь может объясняться сравнительно редким прохождением мощных циклонических систем, а также относительно плоской поверхностью территории, вызывающей опускание тихоокеанских воздушных масс после переваливания ими Скалистых гор.

В западной половине Канадского Арктического архипелага снега выпадает меньше (<800 мм), чем в большинстве других районов Канады. Хотя зима здесь длинная, этот район удален от основных источников влаги. Чрезвычайно низкие температуры, характерные для этой территории, снижают влагоудерживающую способность воздуха до крайне малых значений и способствуют выпадению незначительного количества снежных осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bergerson T. 1935. On the physics of cloud and precipitation. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Lisbon., Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 20, p. 156.
2. Eadie E. J. 1970. The experimental modification of lake-effect weather. Rep. VC-2898-P-1, Cornell Aeronaut. Lab., Buffalo, N. Y.
3. Fulkres J. R. 1935. Rate of precipitation from adiabatically ascending air. Mon. Weather Rev., Vol. 63, pp. 291—294.
4. Hay J. E. 1970. Aspects of the heat balance and moisture of Canada. Ph. D. Thesis, Univ. London, London.
5. Hobbs P. V. 1973. Ice in the atmosphere: a review of present position. Physics and Chemistry of Ice (E. Whalley, S. J. Jones and L. W. Gold, eds.), R. Soc. Can., Ottawa, pp. 308—319.
6. Hobbs P. V. 1974. Ice physics. Clarendon Press, Oxford.
7. Hobbs P. V., L. F. Radke, V. R. Weiss, D. G. Atkinson, J. D. Locatelli, K. R. Biswas, F. M. Turner and C. E. Robertson, 1974. The structure of clouds and precipitation over the Cascade Mountains and their modification by arti-

8. Jayaweera K. O. L. F., and B. J. Mason. 1965. The behaviour of freely falling cylinders and cones in a viscous fluid. J. Fluid Mech., Vol. 22, pp. 709—720.
9. Locatelli J. D. and Hobbs P. V. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles. J. Geophys. Res., Vol. 79, pp. 2185—2197.
10. Magono C. and C. Lee. 1966. Meteorological classification of natural snow crystals. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, Vol. 2, pp. 321—335.
11. Magono C. and T. Nakamura. 1965. Aerodynamic studies of falling snowflakes. J. Meteorol. Soc. Jpn., Vol. 43, pp. 139—147.
12. Mason B. J. 1971. The physics of clouds. 2nd Ed., Clarendon Press, Oxford.
13. McKay G. A. 1970. Precipitation. Handbook on the principles of Hydrology (D. M. Gray, ed.), Nat. Res. Council. Can., Ottawa, pp. 2.1—2.111.
14. Nakaya U. and T. Terada. 1935. Simultaneous observations of the mass, falling velocity and form of individual snow crystals. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. II, Vol. 1, pp. 191—201.
15. National Research Council, 1954. The international classification for snow. Int. Assoc. Sci. Hydrol., Tech. Memo. 31, Nat. Res. Council. Can., Ottawa, Ontario.
16. Rasmussen E. M. 1967. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: Part 1. Mon. Weather Rev., Vol. 95, pp. 403—426.
17. Schaefer V. J. 1946. The production of ice crystals in a cloud of supercooled water droplets. Science, Vol. 104, pp. 457—459.
18. Sood S. K. and M. R. Jackson. 1970. Scavenging by snow and ice crystals. Proc. of Symp. on Precipitation Scavenging (1970), Richland, Washington, June 2—4, 1970. Div. Tech. Inf., USAEC, Washington D. C., pp. 121—136.

Распределение снежного покрова

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров образуется в результате аккумуляции снега на грунте в процессе отложения твердых осадков (снежинки, ледяной дождь, иней и гололед), выпадения дождя, когда большая часть осадков впоследствии замерзает, а также отложения примесей. Структура, стратиграфия и геометрические характеристики снежного покрова крайне изменчивы в пространстве и во времени. Такая изменчивость обусловлена множеством факторов: большим разнообразием метеорологических условий во время выпадения осадков и сразу после снегоотложения (в частности, характеристик ветра, температуры и влажности воздуха); характером и частотой метелевых процессов в период снегоотложения; метеорологическими условиями в периоды между снегопадами (в этом случае радиационный обмен определяет изменение структуры, плотности и оптических свойств снежного покрова, а ветровая деятельность может способствовать возникновению процессов сальтации и переотложения снега, и также изменению его плотности и структуры); характером процессов метаморфизма и абляции, которые определяют изменение физических характеристик снежного покрова по сравнению с характеристиками свежес выпавшего снега; поверхностным рельефом, физико-географическими условиями и растительным покровом.

Пространственная изменчивость снежного покрова обычно рассматривается в трех масштабах.

1. Макромасштаб, или региональный масштаб: пространства площадью до 10^6 км² с расстоянием между изолиниями характеристик от 10^4 до 10^5 м, в зависимости от широты, высоты над уровнем моря и орографии; в этом случае существенную роль играют динамические метеорологические факторы, такие как наличие стоячих волн, направление огибающих орографические препятствия потоков воздуха и т. п.

2. Мезомасштаб, или локальный (в пределах регионов) масштаб: характерное расстояние между изолиниями от 10^2 до 10^3 м; перераспределение снежного покрова происходит в результате лавинной или ветровой деятельности, а аккумуляция снега зависит от высоты над уровнем моря, уклона и других характеристик местности, густоты растительного покрова, видов древесной и травянистой растительности, ее высоты и других геометрических размеров.

3. Микромасштаб: характерное расстояние между изолиниями от 10 до 10^2 м, в пределах которых происходят значительные изменения аккумуляции, прежде всего в зависимости от шероховатости поверхности, влияющей на механизм транспортировки снега.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Аккумуляция и абляция снежного покрова зависят главным образом от атмосферных условий и состояния земной поверхности. Определяющими атмосферными процессами служат выпадение осадков, их отложение, конденсация, турбулентный тепло- и влагообмен, радиационный баланс и движение воздушных масс. Требуют учета также особенности рельефа, влияющие на ход атмосферных процессов и создание ветровой тени.

В главах 2, 3, 4, 8 и 16 рассматривается влияние некоторых атмосферных процессов и характеристик подстилающей поверхности на формирование снежного покрова.

Температура

Снежный покров образуется в результате снегопадов и имеет характеристики, резко отличные от тех, что наблюдались в момент выпадения снега. Температура в момент снегоотложения влияет на влажность, твердость и структуру свежес выпавшего снега и, следовательно, на его устойчивость при ветровой дефляции. Влияние температуры отчетливо проявляется на горных склонах, где увеличение толщины снежного покрова может быть прямо связано с понижением температуры при росте абсолютной высоты. Влажный снег, довольно тяжелый и обычно не подверженный метелевому переносу, выпадает при температуре воздуха около 0°C. Выпадение такого снега часто наблюдается при прохождении воздушных масс над обширными водными пространствами. В континентальных областях, характеризующихся преобладанием низких отрицательных температур, свежес выпавший снег обычно сухой и легкий.

Ветер

Шероховатость подстилающей поверхности влияет на профиль скорости ветра. Сопротивление трения воздушных масс о подстилающую поверхность обуславливает турбулентность ветрового потока вблизи поверхности, что отражается на процессах снегона-

копления. Ветровой поток перемещает также зерна снега, изменяя их форму и свойства, и переотлагает их в виде сугробов или надувов снега большей плотности, чем первоначальный снег. К примеру, Чеч [18] показал, что свежавывающий снег плотностью 36 и 56 кг/м³ через 24 ч в результате ветровой деятельности приобретал плотность 176 кг/м³. Подобные результаты получили Грей и др. [27] для прерий: в результате метелевых процессов за 24 ч плотность снега увеличилась от 45 до 230 кг/м³. Уплотнение снега происходит чаще всего в результате ветровой деятельности, однако на него оказывают влияние и такие процессы, как конденсация, таяние и др. В табл. 5.1 приводятся значения плотности различных типов снега, в разной степени подверженных ветровой деятельности.

Таблица 5.1
Плотность снежного покрова

Тип снежного покрова	Плотность, кг/м ³
Дикий снег	10—30
Свежавывающий сразу после отложения при безветренной погоде	50—65
Оседающий снег	70—90
Слегка уплотненный ветром сразу после снегопада	63—80
Метелевый снег	280
Плотная ветровая доска	350
Свежий фирновый снег	400—550
Обычный фирновый снег	550—650
Таяющий фирновый снег	600—700

Ветер переметает рыхлый снег (аналогично перемещению осадков водными потоками в руслах рек), вызывая дефляцию снежного покрова, переотлагает снег в виде ветровых досок и настов и образует сугробы и надувы. Рыхлый снег, состоящий из сухих кристаллов диаметром 1—2 мм, легко взматается даже при небольших скоростях ветра — примерно 10 км/ч. Образование гололеда в результате замерзания конденсата и поверхностной талой воды может затруднить работу транспорта; однако при наличии сильных ветров происходит перенос даже обледеневшего снега. Дефляция преобладает на тех участках, где скорость ветра возрастает (седловины хребтов), а отложение снега из насыщенного снеговетрового потока происходит на участках, где скорость ветра падает (вдоль границ лесов и городов).

Наибольшая скорость метелевого переноса наблюдается на ровных обширных открытых пространствах, а наименьшая — на участках, характеризующихся сильным сопротивлением движению

воздушного потока, таких как лес или город. В табл. 5.2 [46] представлены средние значения объема снегопереноса в зимний период для различных физико-географических и климатических районов. Приведенные данные свидетельствуют о том, что объем

Таблица 5.2
Средние значения объема снегопереноса [46]

Район	Объем снегопереноса, т/м
Центр Европейской территории СССР [7]	91—182
Каменная степь [7]	210
Тундра [7]	550—907
Арктическое побережье [7]	907
Вайоминг [66]	150
Скалистые горы [37]	136
Хребет Северный Айдахо [29]	272

снегопереноса на ровных открытых территориях тундры и арктического побережья значительно превосходит объем снегопереноса в районах с более расчлененным рельефом, таких как Скалистые горы.

Максимум снегоотложения приходится на наветренную сторону участков, отличающихся высокой степенью аэродинамической шероховатости и значительным уменьшением скорости ветра. Наиболее мощные заносы образуются с подветренной стороны препятствий при условии, что не происходит выноса рыхлого снега ветрами постоянных направлений. Заносы становятся менее выраженными при наличии ветров разных направлений, в особенности при малых скоростях ветра. Даже небольшие возмущения воздушного потока, образующиеся при обтекании препятствий в виде пучков травы, борозд после вспашки почвы, заборов, могут привести к образованию снежных заносов. В районах, характеризующихся незначительными изменениями способов землепользования и постоянным сезонным распределением ветров, снежные заносы из года в год образуются приблизительно на одних и тех же местах и имеют примерно одинаковую форму. Наиболее мощные заносы формируются в результате сильной ветровой деятельности; так, бураны характеризуются скоростями ветра свыше 40 км/ч. Частота образования таких сильных метелей не предсказуема: бураны могут полностью отсутствовать в отдельные годы и неоднократно повторяться в другие.

Большая часть снега переносится в результате процессов сальтации и турбулентной диффузии (см. главу 7), которые описываются теориями динамического и диффузионного снегопереноса. Основные положения этих теорий изложены в работах Бэг-

нолда [15] и Шмидта [54]. Как уточнил Радок [51], исходные уравнения указанных теорий отражают граничные условия на практике. По существу основное различие теорий заключается в выделении разных процессов в качестве доминирующих и выборе разных вертикальных масштабов. Динамическая теория рассматривает перенос снега как приповерхностный процесс, вызываемый небольшими завихрениями в нижнем 10-сантиметровом слое воздуха, что приводит к возникновению сальтации. Диффузионная теория, описывающая процесс снеготранспорта на полярных ледниковых покровах, предполагает существование в свободном воздушном потоке вихрей, вертикальные размеры которых достигают десятков и даже сотен метров. При оценке этих теорий Радок [51] указывает, что преимущества диффузионной теории определяются более точным прогнозом количества переносимого снега и профилей скорости, а также более полным отражением сущности процесса снеготранспорта.

При изучении метелевого переноса необходимо учитывать массообмен снежных зерен с окружающим воздухом в ходе их перемещения. В результате моделирования процессов испарения или сублимации по отношению к единичной переносимой частице снега Шмидт [55] обнаружил, что скорость сублимации увеличивается вдвое при повышении температуры на 10°C в диапазоне от -20 до 0°C и более чем вдвое при увеличении диаметра частицы в 2 раза. Потери массы в процентном выражении в единицу времени значительно возрастают при уменьшении размера частицы. Шмидт предположил, что весь сублимированный пар выносится вертикально вверх благодаря турбулентному обмену. В таком случае весьма вероятно, что значительное количество воды теряется для подстилающей поверхности. В работах Дюнина [3] и Таблера [64] предложены уравнения для расчета баланса массы метелевого снега с учетом процессов конденсации и сублимации. При выводе уравнений используется концепция «дальности переноса», (Ru): снежные зерна средних размеров при переносе на расстояние Ru успевают полностью испариться. Очевидно, что Ru довольно часто отличается от реальных расстояний, покрываемых переметаемой частицей, так что количество переметенного снега вблизи барьеров или препятствий может коррелироваться с объемами испарившегося снега. Таблер [65] предполагает, что потери переметаемого снега на испарение в процентах являются экспоненциальной функцией отношения реальных расстояний, покрываемых частицей, к «дальности переноса». Например, в штате Вайоминг при наличии однородных ветровых условий на расстоянии, реально покрываемом частицами, количество снега, испарившегося в результате переноса, составит 37, 57, 75 и 83 % расчетных значений, соответствующих реальным расстояниям, покрываемым частицей, равным 0,5; 1,0; 2 и 3 Ru соответственно.

Таблер [65] предложил уравнение переноса и испарения:

$$Q = \sum_{i=1}^n \int_{R_{i-1}}^{R_i} (P_r)_i (0,14)^{R/Ru} dr, \quad (5.1)$$

где Q — общий объем водного эквивалента снега после его переноса на расстояние R (м³/м); n — количество интервалов ΔR в пределах R , в которых величина P_r и испарение предполагаются постоянными; $(P_r)_i$ — водный эквивалент осадков, вынесенных через i -й интервал ΔR (м); P_r при расчете годовых значений переноса равняется общей сумме зимних осадков за вычетом объема снега, задержанного растительностью и неровностями рельефа, и стаявшего снега; Ru — дальность переноса, определяемая по данным полевых наблюдений (м). Таблер использует модель для расчета объемов переноса и потерь на испарение для различных комбинаций характеристик растительности и рельефа.

Таблица 5.3

Среднее расстояние (км) снеготранспорта [46]

В горных районах с сильно расчлененным рельефом [33]	0,1—0,5
На равнинах Западной Сибири [3]	1—3
На плато северо-востока Вайоминга [66]	
зерна диаметром 0,1 мм	0,5
зерна диаметром 0,2 мм	1,4
На ледниковых куполах [5]	5
На полярных ледниковых куполах [5]	30—50

В табл. 5.3, составленной Миллером [46], представлены данные ряда авторов о средних расстояниях снеготранспорта на различных типах равнин.

Перераспределение снега в лесных условиях

Максимальная аккумуляция снега часто наблюдается на опушках леса, что является результатом метелевого выноса снега из прилегающей местности, и сильно зависит от густоты растительности на границе леса. В чаще леса распределение снега может быть неоднородным, однако в общем случае в лиственных лесах снежный покров залегает более равномерно, чем в хвойных, где наличие густых крон способствует частым срывам воздушного потока. Значительное число публикаций свидетельствует о том, что наибольшая аккумуляция снега происходит не в чаще леса, а на открытых пространствах (просеках, полянах и т. п.).

Распределение снежного покрова в лесу определяется главным образом деятельностью ветра. Для леса характерно явление переноса перехваченного снега: ветер вызывает вибрацию деревьев,

в результате которой перехваченный деревьями снег начинает разрыхляться и выноситься потоками воздуха по направлению ветра. Миллер [45] проанализировал результаты различных исследований, посвященных механизму переноса снега в лесу. Составленный им обзор показывает, что понимание физической сущности процесса осложняется не только существованием большого разнообразия типов движения воздушного потока и распределения его скоростей в пределах разных типов лесной растительности, но и наличием прочих факторов, включающих в себя способ аккумуляции и адгезии снега к растительным видам, что определяется адгезионными свойствами снега. Хувер и Лиф [30] по результатам изучения последовательных фотографических снимков перехвата снега в лесах Колорадо пришли к выводу, что механический перенос снега, возможно, преобладает над испарением в процессе удаления снега с поверхности крон деревьев.

Поскольку объем материалов полевых наблюдений ограничен, остаются слабо изученными вопросы количественного определения объема переносимого в лесу снега в результате ветровой деятельности и влияния переносимого ветром снега на распределение снежного покрова в лесу.

Энерго- и массообмен

Энерго- и массообмен в значительной степени определяет свойства снежного покрова в зимние месяцы. В период снеготаяния определяющим фактором изменения толщины и плотности снега служит радиационный обмен. Радиационный баланс снежного покрова зависит от характера подстилающей поверхности, физических характеристик снежного покрова, растительности, сооружений, дорог и других объектов и процессов, оказывающих влияние на свойства снежного покрова, в частности на его оптические характеристики. Одной из характеристик поверхности снежного покрова, определяющей количество поглощенной снегом радиации, является альbedo — отношение количества отраженной коротковолновой радиации к количеству приходящей радиации. Типичные значения альbedo различных поверхностей приведены в табл. 5.4.

Пространственная изменчивость альbedo снежного покрова зависит от толщины снега. Кунг и др. [35] выяснил, что осредненное по поверхности альbedo достаточно велико при толщине снега свыше 12 см, но резко падает при ее меньших значениях (рис. 5.1). Этот факт объясняется увеличением площади участков обнаженного грунта и прозрачности снежного покрова с уменьшением его толщины — в этом случае на альbedo влияют отражательные свойства подстилающего грунта.

Тепло- и массообмен между воздухом и подстилающей поверхностью приводит к изменению структуры снежного покрова и расходу массы в результате таяния и испарения. При наличии фёновых ветров турбулентный тепло- и влагообмен может приво-

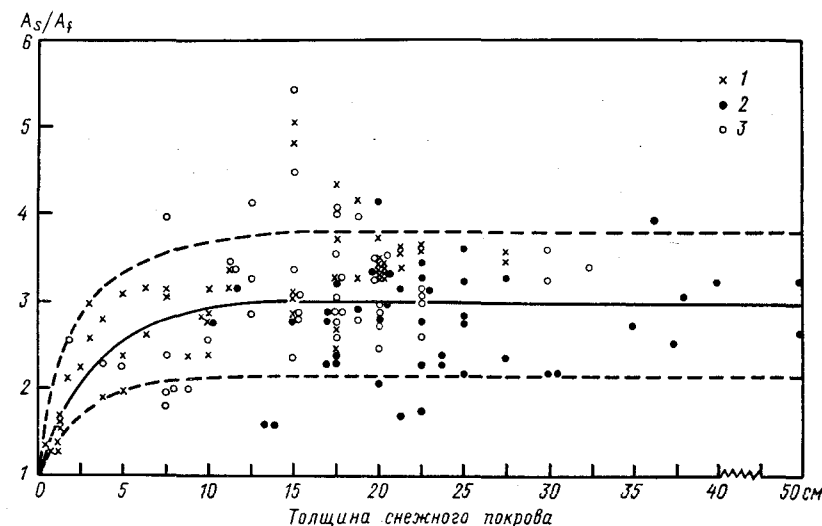


Рис. 5.1. Отношение альbedo снежного покрова (A_s) к альbedo подстилающей поверхности в отсутствие снега (A_f) в зависимости от толщины снежного покрова для различных ландшафтов [34].

1 — сельскохозяйственные угодья; 2 — залесенная местность; 3 — лесные и сельскохозяйственные угодья. Штриховой линией указан доверительный интервал.

дить к возникновению процессов испарения, таяния, образования гололеда и общего изменения физических свойств снежного покрова. В отдельных случаях фёны не распространяются до малых высот; их действие проявляется в среднегорье.

Таблица 5.4

Характерные значения альbedo различных участков подстилающей поверхности в пределах Европейской территории СССР [4] (по данным Т. Г. Берлянд)

Вид подстилающей поверхности	Альbedo, %
Безлесные площади	
устойчивый снежный покров	80
неустойчивый снежный покров	55
Влажная поверхность после схода снега	15
Хвойные леса при отсутствии снежного покрова	12
Лиственные леса при отсутствии снежного покрова	18

Физико-географические условия

В число основных факторов, определяющих характеристики снежного покрова, входят форма рельефа и экспозиция поверхности с различными тепловыми свойствами и шероховатостью. В районах распространения снежного покрова наибольшая толщина снега характерна для подветренной стороны открытых водных пространств и наветренных склонов, где снегонакопление происходит наиболее интенсивно. Наименьшая толщина снега отмечается на небольшой высоте на подветренных южных склонах, на которых наиболее вероятны потери снега на таяние. В случае пересеченной местности влияние ветра приводит к крайне неоднородному распределению толщины снежного покрова.

В числе физико-географических факторов, оказывающих существенное влияние на вариации снежного покрова, необходимо отметить высоту над уровнем моря, уклон, экспозицию, шероховатость, а также оптические и термические свойства подстилающей поверхности.

Абсолютная высота

В горных районах абсолютная высота обычно считается определяющим фактором в процессе распределения снежного покрова. Часто на отдельных участках местности в определенном высотном интервале может быть обнаружена линейная зависимость между аккумуляцией снега и абсолютными высотами [68]. Возможность использования найденных зависимостей для других районов крайне сомнительна, поскольку влияние высоты самой по себе довольно неопределенно и проявляется в изменении климата и характеристик склона. На рис. 5.2 фактические данные, представленные Мейманом [143], указывают на увеличение аккумуляции снега с высотой, как это видно по результатам одиннадцати различных исследований, проведенных в провинции Альберта и штатах Калифорния, Колорадо, Айдахо и Нью-Мексико. В ходе одного из исследований в штате Колорадо измерения проводились в пределах выбранного высотного интервала в течение трех последовательных лет. Приведенные данные свидетельствуют о значительных различиях в увеличении снегозапасов как между различными регионами, так и в пределах одного региона. Мейман указывает, что в ряде работ были улучшены корреляционные характеристики при учете других факторов рельефа. Однако, как считают Пек и др. [50], корректная интерпретация распределения и аккумуляции снежного покрова должна основываться на учете климатических факторов и всего комплекса метеорологических условий в момент снегонакопления. В качестве примера можно привести зависимость понижения температуры с увеличением вы-

соты и соответствующим уменьшением потерь на таяние. Следует также учитывать, что абсолютная влажность воздуха, необходимая для выпадения осадков, с увеличением высоты уменьшается. В таком случае вывод о том, что наблюдаемое увеличение аккумуляции снега с высотой обусловлено совместным влиянием высоты и характеристик склона на эффективность механизма осадконакопления, представляется довольно спорным.

Плотность снежного покрова интересует гидрологов не меньше, чем его толщина. Сторр и Голдинг [61] обнаружили линейную зависимость между водным эквивалентом слоя снега и его толщиной для бассейна реки Мармот в провинции Альберта. Грант и Ри [26] отмечают значительные вариации плотности снежного покрова на горных перевалах в центральной части Скалистых гор в штате Колорадо. Увеличение плотности снега с уменьшением высоты объясняется относительно большей повторяемостью и значительным количеством изморози на ледяных кристаллах.

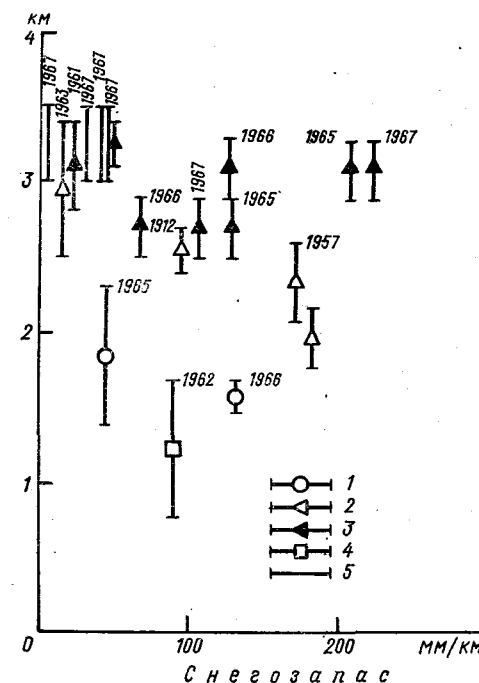


Рис. 5.2. Среднее увеличение снегозапасов с высотой в различных районах [43].

1 — Альберта, 2 — Калифорния, 3 — Колорадо, 4 — Айдахо, 5 — Нью-Мексико.

Уклон

Интенсивность осадков орографического происхождения зависит главным образом от уклона местности и характеристик ветрового потока и в меньшей степени от абсолютных высот. Иначе говоря, интенсивность осадков из насыщенной водяным паром воздушной массы прямо пропорциональна скорости подъема воздушной массы и зависит от скорости ветра и крутизны склона.

Ри и Грант [53] предложили общее математическое выражение, описывающее интенсивность снегопадов орографического происхождения в горных районах и учитывающее крупномасштабный подъем воздушных масс, конвекцию и орографический

подъем, движение масс воздуха над горными хребтами. Орографический компонент зависит от градиента влажности, вертикального компонента скорости (функции уклона и времени), плотности воздушной массы, интенсивности осадков и высоты над уровнем моря. Анализ данных за зимний период для штата Колорадо свидетельствует о том, что среднее многолетнее количество осадков в точке хорошо коррелируется с топографическими уклонами снегозадерживающей преграды, расположенной в 20 км с наветренной стороны от точки. Для расчета склона разбивался на 30-градусные секторы, для которых оценивалась относительная частота дней с осадками, средний для поверхности 700 гПа градиент влажности и расчетная средняя потенциальная мощность осадкообразующей облачности на уровне 725 гПа. Корреляция между измеренными зимними осадками и расчетными «орографическими» осадками была несколько улучшена (с 0,82 до 0,90) в результате учета уменьшения количества водяного пара в процессе осадкообразования вдоль препятствий с наветренной стороны от изучаемого участка. Было выяснено, что среднее многолетнее количество осадков слабо коррелируется с абсолютной высотой станций; исключение составляли те случаи, когда станции были расположены в пределах одного хребта.

Даже в тех случаях, когда орография служит основной причиной подъема воздушных масс и должно ожидать увеличение интенсивности осадков с высотой, данные об аккумуляции снега не всегда подтверждают эту зависимость. Кроме того, на больших высотах чаще наблюдаются сильные ветры в течение длительного времени, приводящие к переносу и перераспределению снега. Из табл. 5.5, приведенной Миллером [46], видно, насколько велика пространственная изменчивость относительного объема снежного покрова в Уральских горах.

В районах, топографически сходных со степями и прериями, где формирование снежного покрова обусловлено главным образом прохождением атмосферных фронтов, а поверхность снега подвержена влиянию сильных ветров, уклон и экспозиция являются важнейшими характеристиками местности, влияющими на распределение снега. Толщина снежного покрова вдоль склона, ориентированного в направлении преобладающих ветровых потоков, имеет тенденцию к уменьшению с увеличением расстояния от подошвы склона. Грей и др. [28] показали, что отношение снегозапасов на равнинных участках, пологих склонах и вершинах холмов, измеренных осадкомером с защитой Нифера, к количеству жидких осадков в летнее время, составляет 0,6; 0,7 и 0,2 соответственно. В степях и прериях вершины холмов довольно часто бывают свободны от снега в период максимального снегонакопления на других участках. Снегосборными участками в таких районах служат подветренные склоны крутых холмов, овраги и русла водотоков. В работе [28] приводятся также данные о том,

Таблица 5.5

Отношения количества осадков (Q) и аккумуляции снега (A) для различных форм рельефа к тем же характеристикам для равнин по traversу Уральских гор [5]

Характер рельефа	Длина участка, км	Q	A	Турбулентность
Равнина	10	1,0	1,0	
Нижняя часть склона	2	1,75	1,2	
Верхняя часть склона	1	1,25	0,25	В
Хребет	1,3	1,4	2,1	Г
Подветренная сторона основного хребта	1	0,5	1,1	
Подветренная сторона хребта второго порядка	0,8	0,6	0,6	В
Наветренное плато	0,7	0,8	0,9	
Наветренный склон	0,5	0,9	0,3	В
Долина реки Иган	0,7	0,7	1,3	
Хребет и его подветренный склон	1,3	0,6	0,7	Г
Нижняя часть подветренного склона	0,5	1,0	0,9	
Стандартное отклонение		0,43	0,52	

Примечание. Г — горизонтальная турбулентность, В — вертикальная турбулентность.

что объемы отлагающегося снега в руслах небольших водотоков и с подветренной стороны крутых холмов и бортов речных долин могут быть соответственно в 1,5—2,4 и 3—4,5 раза больше, чем на пологих участках. Мак-Кей [39] приводит случай больших снегозапасов в долине одной из рек прерий — 14 000 м³ на погонный километр в пересчете на водный эквивалент в весенний период, когда вся окружающая местность полностью освободилась от снега.

Ориентация склона

Влияние ориентации склона на аккумуляцию особенно наглядно проявляется в больших различиях снегозапасов наветренных и подветренных склонов в приморских горных районах. Влияние ориентации склона на осадконакопление в таких районах сказывается в основном на непосредственном движении осадкообразующих воздушных масс, повторяемости снегопадов и процессе энергообмена, влияющем на абляцию снежного покрова. Мейман [43] предполагает, что влияние ориентации сказывается главным образом на процессах снеготаяния. Этот вывод подтверждается результатами других авторов [24, 58, 69]. Влияние ориентации склона практически не сказывается на величине максимального снегозапаса на залесенных территориях при отсутст-

вии таяния, однако становится весьма существенным при наличии частых зимних оттепелей. Мейман [43] указывал, что многофакторный анализ аккумуляции снега приводит к выводу о том, что в большинстве районов ориентация склона оказывает меньшее влияние на аккумуляцию снега, чем абсолютная высота изучаемой территории. Стэнтоном [58] получены результаты полевых исследований, позволяющие оценить влияние экспозиции на аккумуляцию снега на примере восточных отрогов канадских Скалистых гор (табл. 5.6).

Таблица 5.6

Средние значения аккумуляции снега (см) в зависимости от экспозиции склонов для восточных отрогов Скалистых гор [58]

	Ориентация склона		
	север	юг	восток
Лес	41	41	39
Лесные вырубки	45	53	65

Влияние ориентации склона на аккумуляцию снега в пределах степей и прерий усиливается главным образом благодаря снегопереносу и в меньшей степени локальной изменчивости характеристик энергообмена.

Растительный покров

Растительность влияет на шероховатость поверхности и скорость ветра, и, следовательно, определяет процессы дефляции, транспортировки и отложения снега на местности. Если растительность выступает над поверхностью снежного покрова, ее влияние сказывается также на процессах энергообмена, величине слагаемых энергетического баланса и положении (высоте) поверхности наиболее интенсивного энергообмена. Кроме того, лесной полог влияет на количество снега, достигающего поверхности Земли. Большая часть исследований, посвященных изучению влияния растительности на аккумуляцию снега, может быть разделена в соответствии с двумя классами изучаемых экосистем: лесных и нелесных (с низким растительным покровом).

Лес

Лес отличается от прочей растительности главным образом способностью перехватывать снег и изменять радиационные характеристики местности над поверхностью снежного покрова.

Киттередж [33] приводит данные о влиянии перехвата снега лесным пологом на локальное распределение снега. Значительное число исследований по этому вопросу было обобщено в работах Миллера и Меймана [45, 343]. Большая часть работ посвящена изучению различий в аккумуляции снега под пологом разных типов леса и на открытых участках. Хотя снегозапасы на открытых участках (вырубках, просеках, полянах) больше, чем под пологом леса, количественная оценка процесса перехвата представляет значительные трудности из-за слабой изученности этого явления.

Как указывает Кузьмин [6], количество снега, откладывающегося на открытых участках, зависит от размеров полян в лесных массивах. Так, средняя толщина снежного покрова на открытых участках равнялась 53 и 36 см в пределах лесных массивов с размерами полян 100×200 и 1000×2000 м соответственно. Снегоотложение зависит также от типа древесной растительности. Лиственные леса обладают большей по сравнению с сосновыми и еловыми лесами аккумуляционной способностью; толщина снежного покрова под пологом последних составляет 82 и 63 % соответственно от его толщины в березовом лесу. Многофакторный анализ обнаруживает увеличение снегозапасов от 8 до 56 мм водного эквивалента при 10 %-ном уменьшении сомкнутости полога в зависимости от типа древесной растительности [43].

В ряде работ [8, 25] была обнаружена обратно пропорциональная зависимость аккумуляции снега от сомкнутости полога. Следовательно, сомкнутость полога может быть использована в качестве индекса величины перехвата. Кузьмин [6] предлагает рассчитывать водный эквивалент снежного покрова под пологом елового леса WEP_f и на открытых участках WEP_c в зависимости от полноты насаждения p , выраженного в долях единицы, используя следующее выражение:

$$WEP_f = WEP_c (1 - 0,37p). \quad (5.2)$$

Влияние лесного массива сказывается не только на распределении скорости ветра и перехвате, от которых в свою очередь зависят аккумуляция и распределение снега, но и на процессах энергообмена, что вызывает изменение состояния снега, его массы и подверженности дефляционным процессам. Исследования, проведенные Инженерными войсками Армии США [68], а также Рейфснайдером и Лаллом [52], могут служить в качестве справочного руководства для оценки влияния растительности на составляющие радиационного баланса. Согласно теоретическому анализу, проведенному Бореном [17], суммарная площадь поверхности лесного полога служит важнейшим показателем количества радиации, достигающей поверхности снежного покрова.

Турбулентный обмен между атмосферой и снежным покровом в лесных условиях изучен довольно слабо.

На рис. 5.3, составленном Адамсом и Файндлеем [13], показана зависимость толщины снежного покрова от типа растительности в лесных условиях.

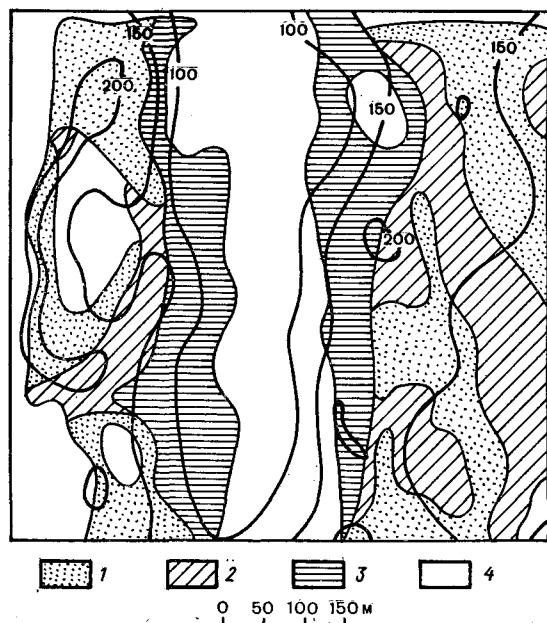


Рис. 5.3. Изолинии толщины (см) снежного покрова в районе с различными видами древесной растительности [13]. (Перепечатано с разрешения Министерства снабжения и обслуживания Канады.)

1 — сомкнутая лесная растительность, 2 — открытые участки в лесу, 3 — американская лиственница — словый лес — болота, 4 — болота или открытые пространства.

Прерии и степи

Кузьмин [6] и Мак-Кей [38] особое внимание обращают на характеристики ветра и местности при формировании снежного покрова степей и прерий. На открытой местности, относительно ровной или слегка всхолмленной равнине, увеличение аэродинамической шероховатости поверхности, возникающее в результате мезо- и микромасштабных различий в растительности, может приводить к большим вариациям в снегоотложении. Аккумуляция наиболее четко выражена при наличии сильных ветров постоянных направлений и рыхлого сыпучего снега; этот процесс менее заметен при частой смене направлений ветра, в особенности если его скорость невелика.

Лакшман [36] приводит данные о районах, выделенных по принципу различий в рельефе и приемах землепользования, в которых наблюдается линейная зависимость величины водного эквивалента и толщины снежного покрова. Как указывают Степпун

и Дик [60], подобные зависимости пространственных вариаций снежного покрова наблюдаются в районах со сходными ландшафтными характеристиками. Иначе говоря, в лесах, на лугах, полях, прудах и т.д. в пределах одного климатического региона снегоотложение происходит совершенно определенным образом в соответствии со специфическими характеристиками местности и приемами землепользования. В табл. 5.7, составленной Степпу-

Таблица 5.7

Статистические характеристики толщины снежного покрова в разных ландшафтных условиях, полученные в 1974 г., в районе оз. Бэд, Саскачеван [59]

Тип ландшафта	Число наблюдений	Средняя толщина, см	Коэффициент вариации
Равнина			
поле под паром	360	41,5	0,155
поле со стерней	216	46,4	0,133
Холмистая равнина			
поле под паром	668	49,4	0,151
поле со стерней	180	58,8	0,083
луг	578	56,2	0,174
Пологий склон			
поле под паром	324	50,4	0,202
поле со стерней	180	47,4	0,147
кустарник	183	65,6	0,240
Крутой склон (лед)			
луг	400	111,5	0,199
кустарник	869	126,5	0,239
Обширная низменность			
поле под паром	395	101,1	0,188
поле со стерней	435	95,2	0,084
луг	219	97,0	0,114
кустарник	537	112,3	0,183
Возвышенность			
поле под паром	507	22,9	0,277
поле со стерней	218	37,6	0,136
луг	181	21,2	0,434

ном [59], представлены статистические характеристики толщины снежного покрова в разных ландшафтных условиях западной части центрального Саскачевана. Табличные данные позволяют прийти к следующим существенным выводам:

1) толщина снега в кустарнике существенно больше толщины снега на полях под паром, со стерней или на лугах вне зависимости от рельефа местности;

2) существует строгая зависимость между характером растительности и объемами снега, задерживаемого полями под паром, со стерней и лугами;

3) количество наблюдений, необходимых для получения сопоставимых данных о коэффициенте вариации, колеблется в широких пределах в зависимости от ландшафтных условий.

Необходимо отметить, что наблюдения проводились в многоснежный год.

Растительность степей и прерий влияет не только на толщину, но также на плотность и, следовательно, на прочность снежного покрова. Наименьшая плотность снега наблюдается на залесенных участках, наименее подверженных ветровой деятельности и оттепелям; наибольшая плотность снега характерна для открытых пространств в отсутствии растительности.

Коэффициент снежности в табл. 5.8 [6] отражает суммарный эффект влияния физико-географических условий и растительности

Таблица 5.8

Коэффициент снежности для различных элементов ландшафта северного Казахстана [6] (перепечатывается с разрешения «Keter Publishing House Jerusalem Id.»)

Целина	1,0
Открытая ледяная поверхность озер	0,4—0,5
Пашня	0,9
Холмистые районы	1,2
Крупные лесные массивы	1,3—1,4
Речные русла	3,0
Заросли камыша на озерах	3,0
Лесные колки шириной 100—200 м и лесные опушки	3,2—3,4

на толщину снежного покрова. В таблице представлены данные для ландшафтных единиц регионального масштаба. Значение коэффициента для каждой ландшафтной единицы зависит от скорости ветра и ряда других факторов.

ТИПЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Земля в целом

Снежный покров довольно часто наблюдается в высоких широтах, где благодаря низкой температуре велика повторяемость снегопадов и редко случаются оттепели. Эту закономерность можно проследить на рис. 5.4. Продолжительность залегания снега максимальна в приполярных и высокогорных районах.

В Антарктиде площадь снежного покрова составляет приблизительно $1,3 \times 10^9$ га и он оказывает существенное влияние на массоэнергообмен Земли. Считается, что формирование поверх-

ностной изморози и отложение ледяных кристаллов вносят значительный вклад в суммарную аккумуляцию снега в Антарктиде. Орвиг [49] указывает, что отсутствие выпадения осадков из об-

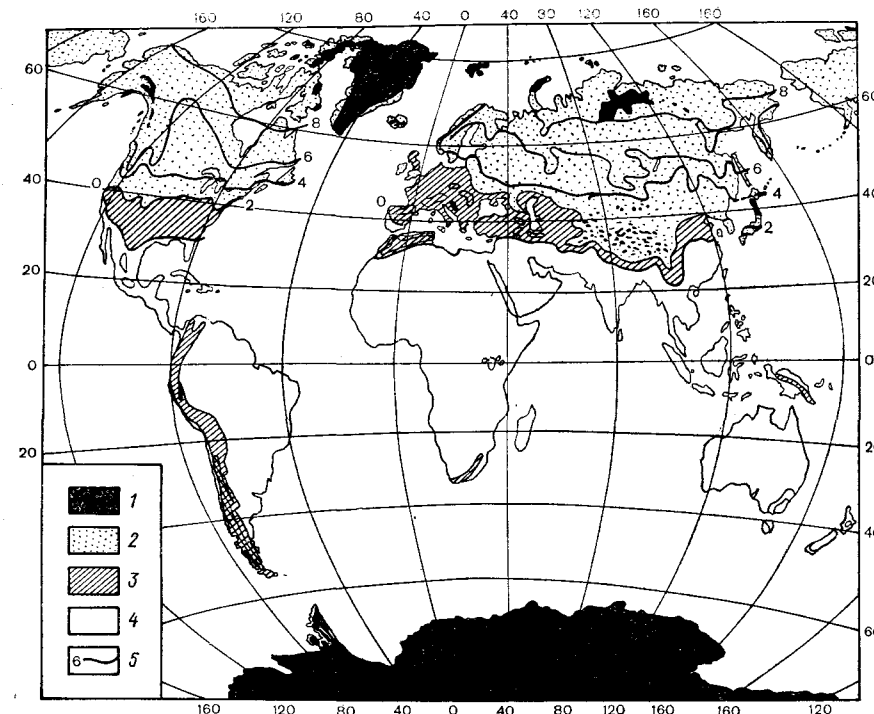


Рис. 5.4. Распространение снежного покрова на земном шаре [10].

1 — постоянный снежный покров и лед; 2 — устойчивый ежегодно образующийся снежный покров с различной продолжительностью залегания; 3 — почти ежегодно образующийся неустойчивый снежный покров; 4 — снежный покров отсутствует; 5 — изолинии продолжительности залегания снежного покрова (мес).

лаков — это нормальное явление в Центральной Антарктиде. Аналогичны условия снегонакопления и на Гренландском ледниковом щите.

В общем случае толщина снежного покрова континентальных районов к северу от 50° с.ш. и в приполярных районах колеблется от 40 до 80 см. Однако эти значения не универсальны, поскольку формирование снежного покрова зависит от рельефа и географического положения. Например, в горных районах Норвегии и юга Аляски средняя толщина снежного покрова превышает 120 и 180 см соответственно.

Помимо толщины и плотности, время появления и схода, а также продолжительность залегания снежного покрова явля-

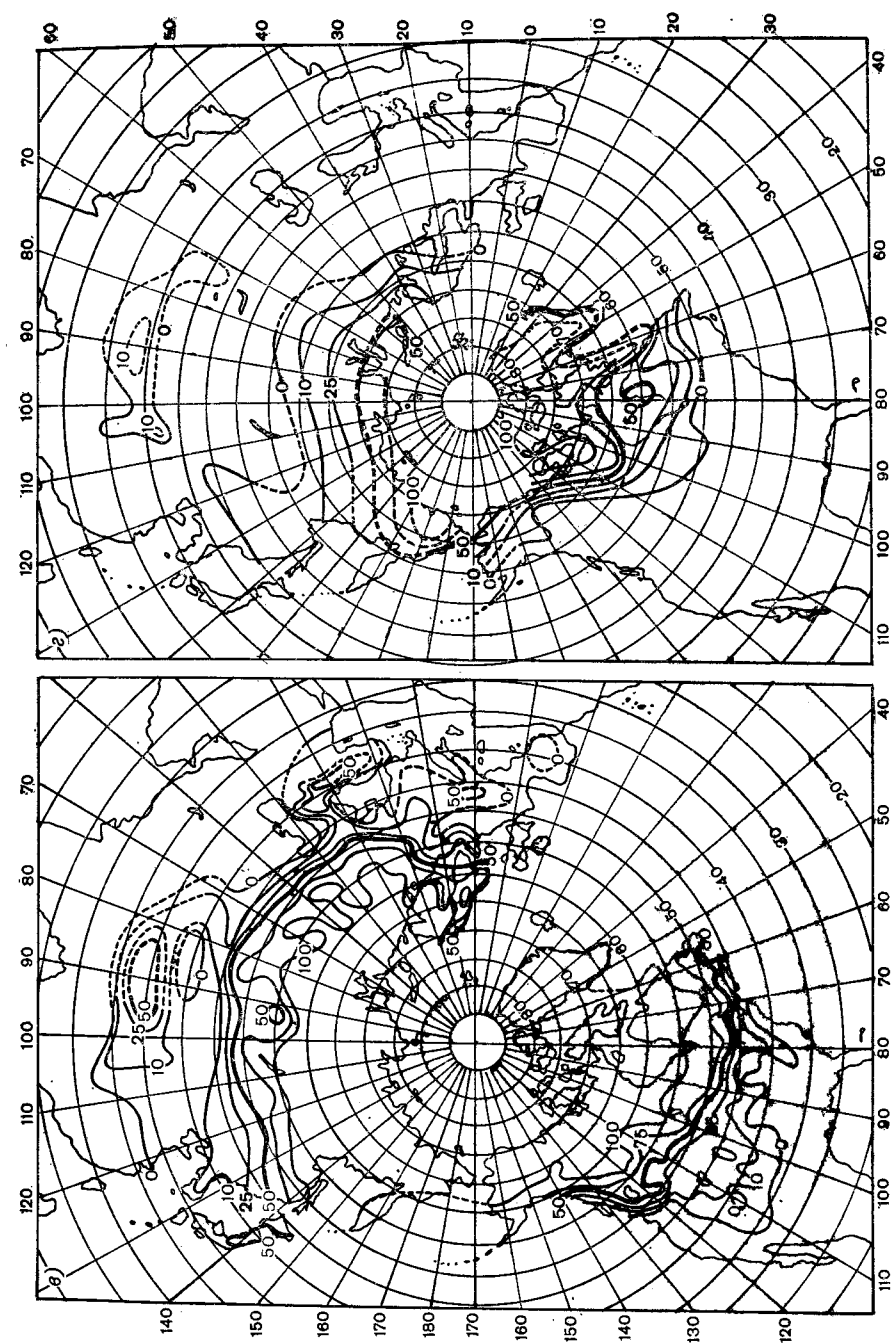
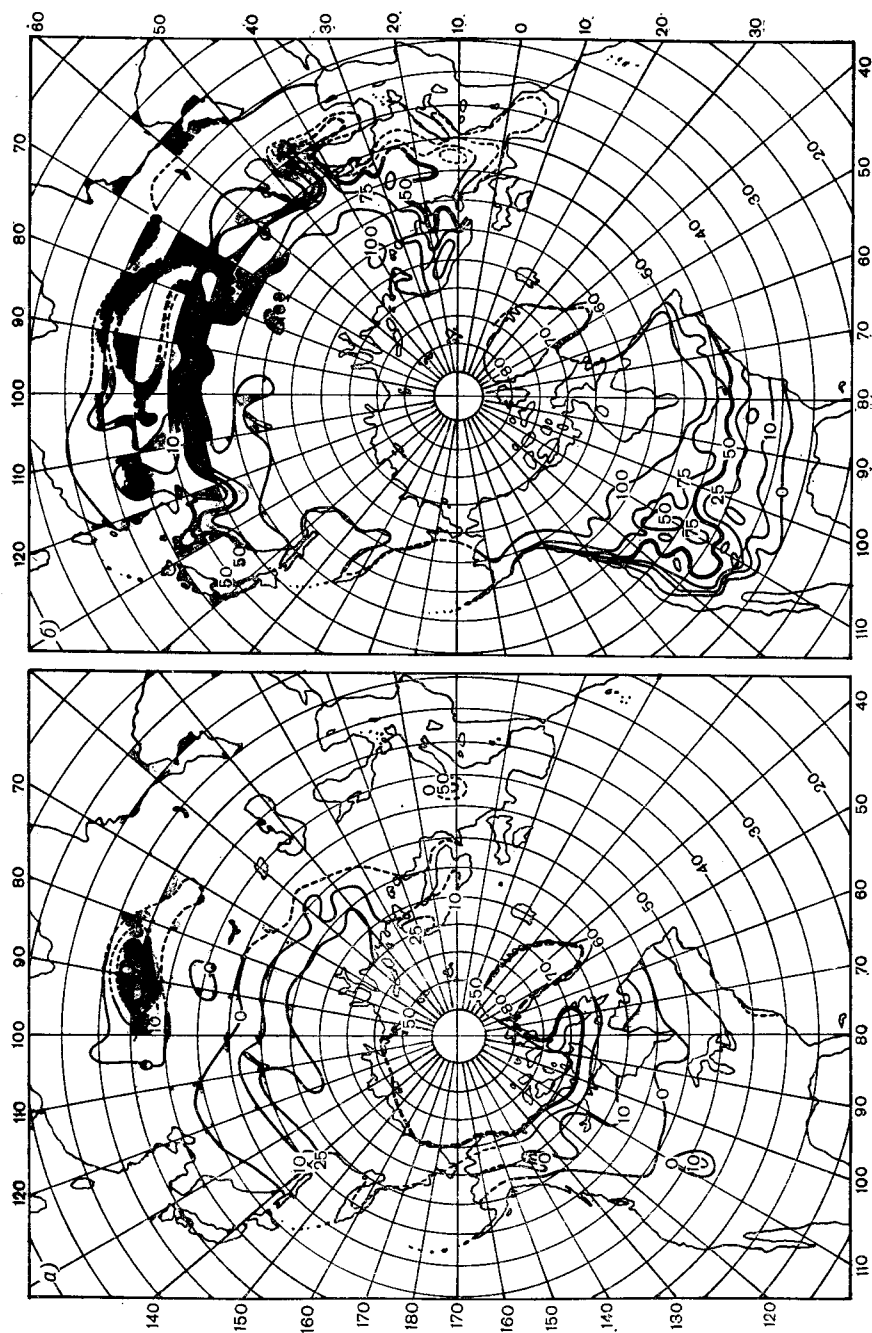


Рис. 5.5. Изолинии вероятности залегания снежного покрова толщиной 2,5 см и более для северного полушария [19].
а — 30 сентября, б — 31 декабря, в — 31 марта, г — 30 июня.

ются важными факторами, оказывающими влияние на хозяйственную деятельность человека, особенно в районах северного полушария. Диксон и Посей [19] подготовили серию карт, на которых показана вероятность существования снежного покрова толщиной 2,5 см и более в конце каждого месяца на период с 30 сентября по 30 июня. Карты за 30 сентября, 31 декабря, 31 марта и 30 июня представлены на рис. 5.5.

В большинстве районов снежный покров может формироваться и сходить несколько раз за сезон. В высоких широтах снежный покров устойчиво залегает в течение длительного времени, превышающего 182 сут для континентальных районов к северу от 60° с.ш., однако в начале и в конце зимы, а также в летний период снежный покров, сформировавшись, довольно быстро стаивает. Формирование неустойчивого снежного покрова наблюдается в течение всего зимнего периода в районах с мягким климатом, характеризующихся небольшой сезонной аккумуляцией снега. В более низких широтах, например во Флориде, появление даже неустойчивого снежного покрова становится крайне маловероятным.

Поскольку ранний и поздний сезонный снежный покров очень неустойчив, часто возникают затруднения при необходимости точного определения критериев продолжительности снежного периода. В иллюстрациях к этой главе использованы несколько определений. Так, например, датой формирования снежного покрова может считаться день осени, в который толщина снега достигает 2 см и более. В ряде случаев такое определение может оказаться некорректным, поскольку снег может сойти до формирования устойчивого снежного покрова. Мак-Кей и Томпсон [42] определяют дату формирования как первый день образования снежного покрова, после которого он залегает по крайней мере 7 сут. Различные предположения и допущения на этот счет приводят к трудностям в сравнении ряда карт снежного покрова, появляющихся в литературе.

Природные зоны

Распределение снежного покрова определяется климатическими, физико-географическими условиями и растительным покровом. Ряд исследователей [9, 11, 41] предприняли попытку классификации и картирования некоторых общих характеристик снежного покрова в различных географических зонах. Такой подход часто весьма эффективен, поскольку растительность оказывается хорошим индикатором климата. Часто зональность растительного покрова бывает полезна при интерпретации карт и дан-

ных о снежном покрове. На рис. 5.6 представлены основные растительные зоны северного полушария.

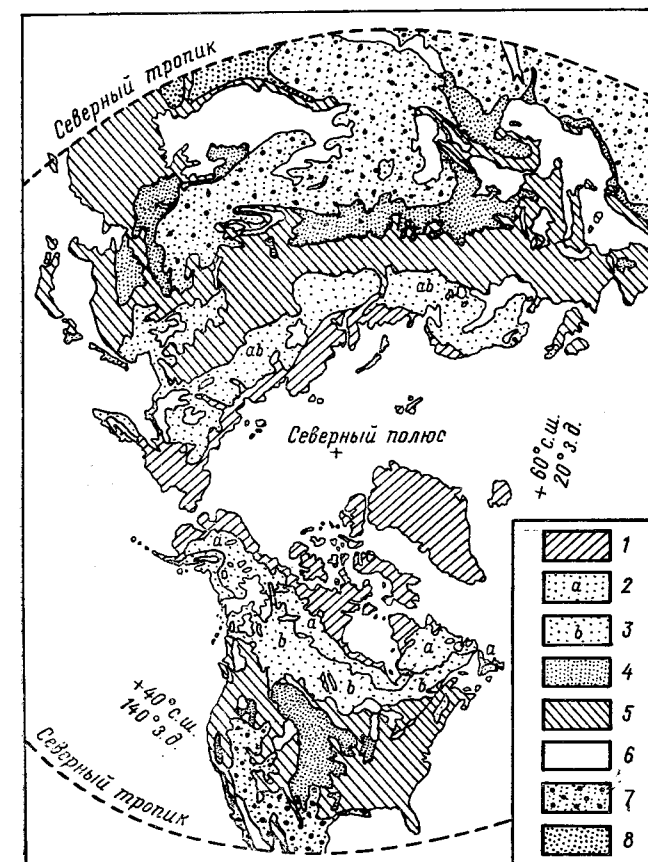


Рис. 5.6. Основные растительные зоны северного полушария, используемые при изучении снежного покрова.

1 — тундра; 2 — тайга; 3 — хвойные леса; 4 — степи; 5 — смешанные леса; 6 — горные районы; 7 — саванна, пустыни, полупустыни; 8 — тропические и экваториальные влажные леса.

Тундра

Средний период со снежным покровом во всей тундровой зоне за исключением территорий, занятых перелетывающими снежниками, длится 8—9 мес, а в высокоширотных районах Гренландии и на острове Элсмир еще дольше (рис. 5.7 и 5.8). Реальные даты формирования и схода снежного покрова существенно изме-

няются от года к году, к тому же их определение сопряжено со значительными трудностями. Обычно снежный покров образуется в конце сентября или начале октября и сходит в июне. Мак-

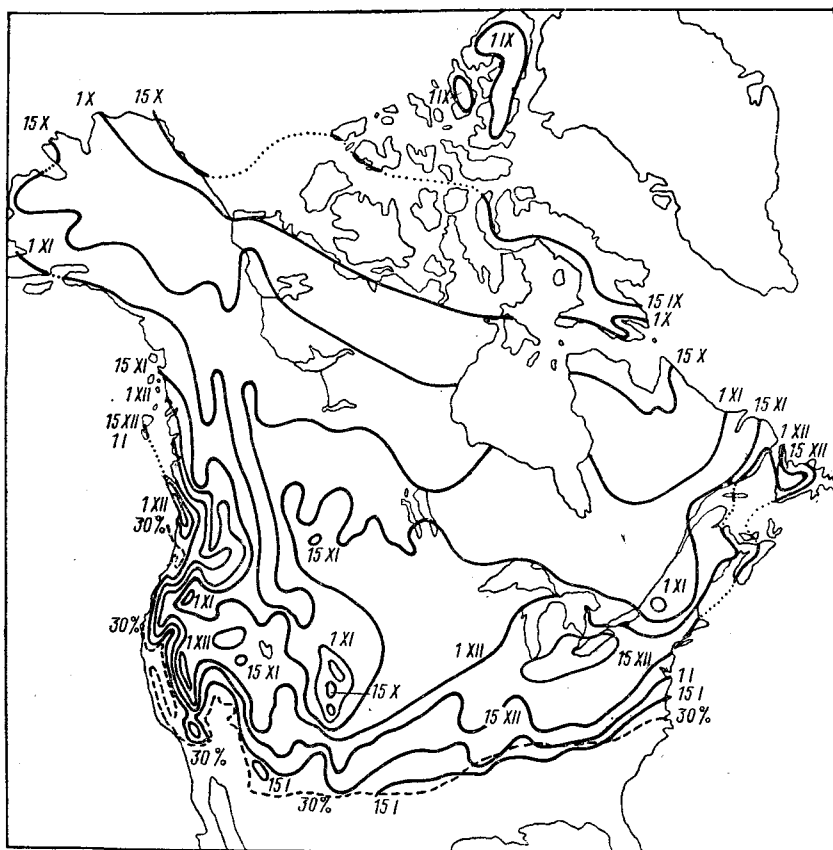


Рис. 5.7. Средние даты образования снежного покрова для Северной Америки.

Штриховой линией указано отношение (%) числа лет с отсутствием снежного покрова к общему числу лет.

симальная аккумуляция наблюдается в феврале, марте или апреле (рис. 5.9).

В Канаде средняя максимальная толщина снежного покрова изменяется от 30 см в аридных районах до 300 см на склонах гор в прибрежных районах (рис. 5.10). Хотя осадки в твердом виде в тундровой зоне распределяются по пространству довольно

равномерно, сразу после отложения снега начинается процесс перераспределения его ветром. Снос и переотложение ледяных зерен и игл приводят к формированию крайне изменчивого по тол-

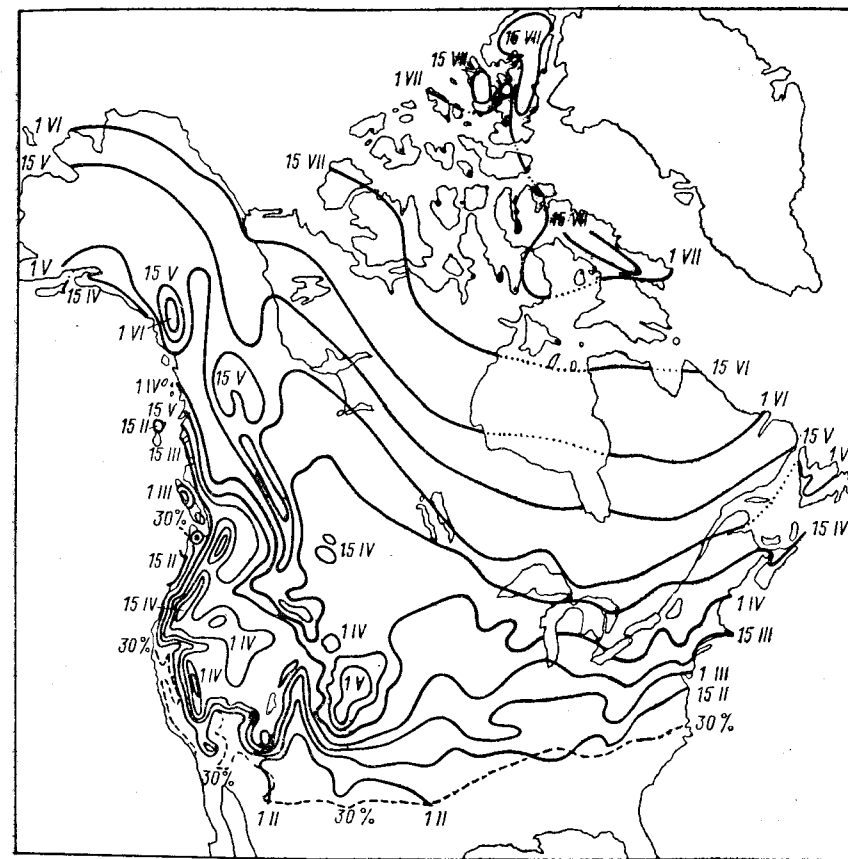


Рис. 5.8. Средние даты схода снежного покрова для Северной Америки.

Усл. обозначения см. рис. 5.7.

щине и плотности снежного покрова с участками обнаженной почвы, сугробами, надувами и застругами. Метелевый снег отлагается на наветренных бортах долин и вдоль аэродинамических препятствий, таких как полосы кустарника или скальные выступы.

Средняя плотность снега в этой зоне в течение большей части зимнего сезона превышает 300 кг/м³. Сухой холодный снег формирует прочные настовые корки с высокой несущей способностью.

Существенное возрастание плотности наблюдается лишь в период активного снеготаяния в конце мая или в июне (рис. 5.11).

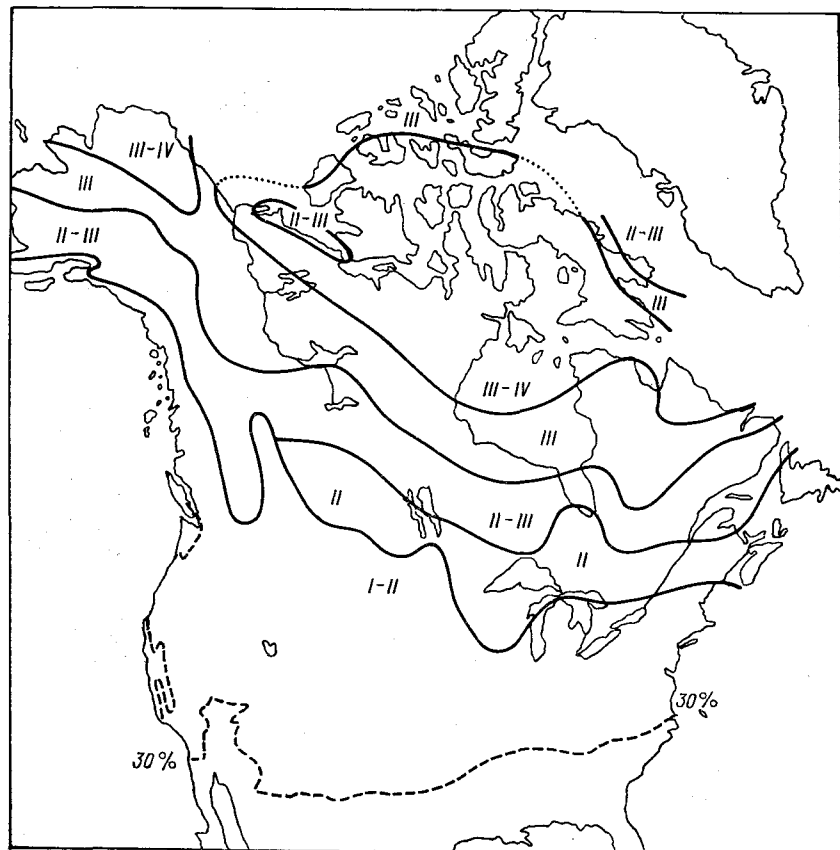


Рис. 5.9. Периоды максимального снегонакопления для Северной Америки.

Усл. обозначения см. рис. 5.7.

Тайга и хвойные леса

В октябре снежный покров быстро распространяется к югу и занимает районы тайги и хвойных лесов. Исключение составляют районы с морским климатом. Например, в Евразии снежный покров в октябре устанавливается в пределах всей Сибири, однако в районе Балтийского моря появляется лишь в декабре. В Северной Америке средняя продолжительность залегания снежного покрова в этой зоне меняется от 200—240 сут на Крайнем Севере до 120 сут в пределах южных границ зоны с периодом максималь-

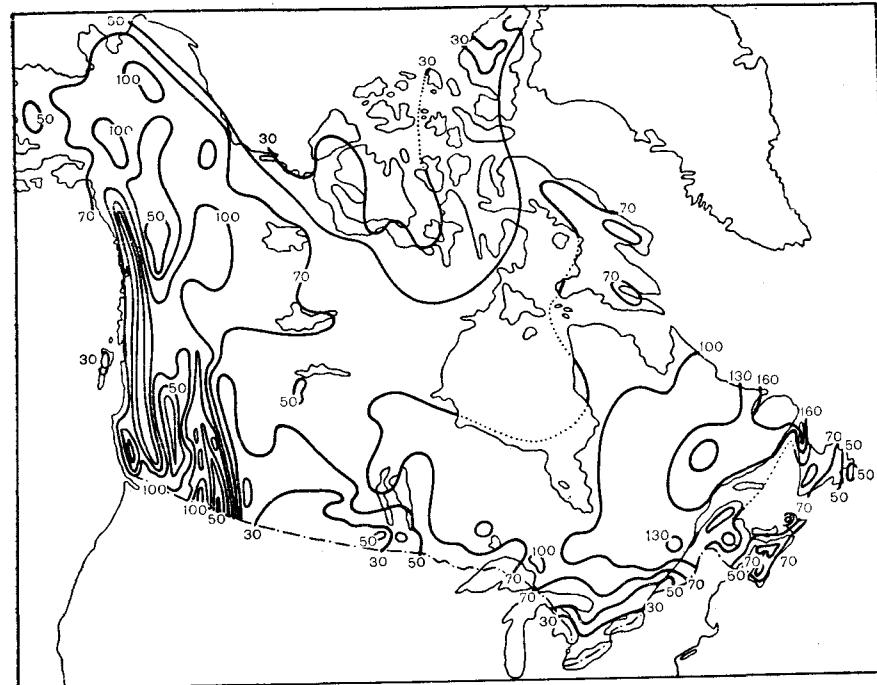


Рис. 5.10. Изолинии средней максимальной толщины (см) снежного покрова для территории Канады [21]. (Перепечатано с разрешения Министерства снабжения и обслуживания Канады.)

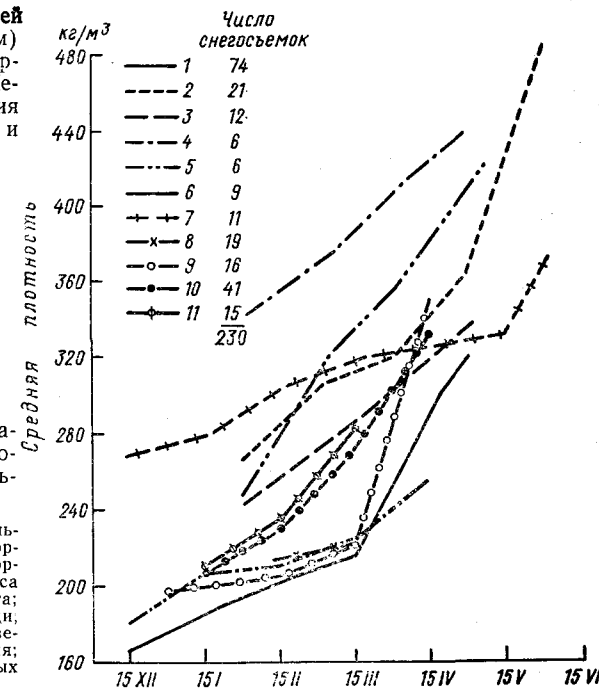


Рис. 5.11. Временные вариации плотности снежного покрова в разных растительных зонах.

1 — хвойные леса; 2 — субальпийская растительность; 3 — горная растительность; 4 — приморская растительность; 5 — леса юго-запада Канады; 6 — тайга; 7 — тундра; 8 — осиново-березовые роши; 9 — прерии; 10 — Великие озера; 11 — растительность восточных районов Канады.

ного снегонакопления, приходящимся на февраль или март. Однако даты формирования снежного покрова максимальной толщины варьируют в широких пределах от года к году и в разных ландшафтных условиях (в лесу и на открытых пространствах). Поскольку большая часть метеорологических станций расположена на открытых участках, данные с этих станций недостаточно объективно отражают характер процесса формирования снежного покрова на изучаемых территориях. В Канаде средняя максимальная толщина снега колеблется от 50 до 150 см в зависимости от ландшафтных условий и близости к открытому морю.

Снежный покров вечнозеленых лесов отличается от тундрового или степного. Лесной полог перехватывает снег во время снегопадов и, кроме того, служит защитой от ветровой деятельности и солнечной радиации, способствуя увеличению продолжительности залегания снежного покрова и уменьшению его плотности. Плотность снежного покрова в этих районах значительно меньше, чем в тундре, и колеблется от 170 до 210 кг/м³ в начале периода снеготаяния.

Прерии и степи

Снежный покров обычно формируется на холодных континентальных равнинах степей и прерий в ноябре. В Советском Союзе к востоку от Урала устойчивый или почти устойчивый снежный покров образуется лишь в декабре. В южной части Великих равнин Северной Америки устойчивый покров формируется в декабре или январе. В южных районах этой зоны даты формирования изменчивы и вероятность образования устойчивого снежного покрова мала. В холодных северных районах прерий снежный покров залегает от 120 до 160 сут; в штате Оклахома и в южной части Украины — 30—60 сут, в то время как в центральной части штата Техас — всего несколько дней.

Маломощный многократно переметанный снег степей пространственно достаточно однороден, за исключением местных вариаций, обусловленных рельефом или растительностью. Вблизи защитных полос и строений возможно образование мощных надувов, в то время как окружающая местность может быть практически свободна от снега. В понижениях скапливается весьма плотный снег. Среднее годовое значение аккумуляции снега в этой зоне лежит в пределах 20—50 см.

Средняя плотность снежного покрова прерий и степей в течение большей части зимы составляет 200 кг/м³. Плотность снега незначительно увеличивается в результате процессов метаморфизма до начала снеготаяния (приблизительно 15 марта), когда ее изменения определяются наличием талой воды.

В тундровых и степных зонах наблюдается интересное с метеорологической точки зрения явление — буран. В Канаде к бу-

ранам относят метели, характеризующиеся скоростью ветра свыше 40 км/ч, температурой воздуха —12°C и ниже и видимостью менее 0,8 км в течение не менее 6 ч. В таких условиях образуются мощные надувы плотного снега.

Смешанные леса

Наиболее обширные пространства лиственные леса занимают на востоке Северной Америки к югу от 35° с.ш. вдоль Тихоокеан-

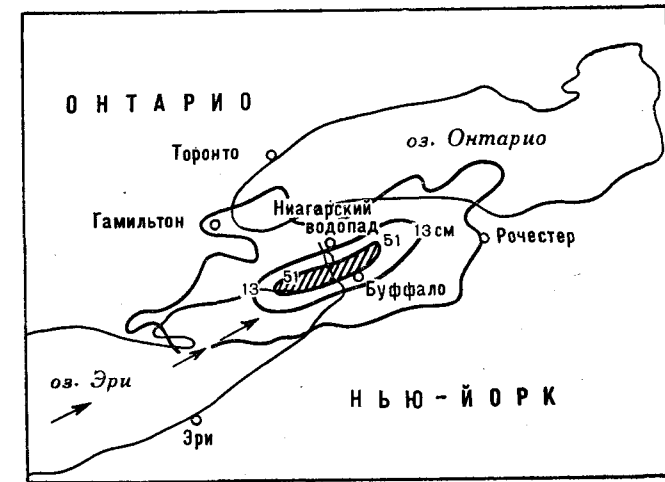


Рис. 5.12. Изолинии толщины (см) снежного покрова, образовавшегося при отложении снега в результате деятельности метелей («озерный эффект») в прилегающих к Великим озерам районах Канады и США) за 15 ноября 1974 г.

ского побережья, а также на равнинах Европы к западу от 10° в. д. Снежный покров образуется обычно в конце ноября или в декабре и сходит в середине февраля на юге и в конце марта — начале апреля на севере. Прогнозы продолжительности залегания снежного покрова оправдываются плохо, поскольку сформировавшийся снег быстро сходит.

Поскольку климат этой зоны довольно мягкий, а ветровая деятельность ослаблена экранирующим эффектом деревьев, снег характеризуется высокой влажностью. Исключение составляют горные районы. Средняя плотность снега в середине зимы равняется приблизительно 200 кг/м³ и равномерно увеличивается к концу марта до 300 кг/м³. Повторяющиеся оттепели, замерзающие дожди и морось приводят к образованию плотных корок, ле-

дяных прослоек и изменению структурных характеристик снежного покрова.

Для климата лесных массивов Великих озер характерны метели, связанные с «озерным эффектом». С наветренной стороны озер на относительно небольших площадях откладывается значительное количество снега. Например, районы Буффало и Освего, штат Нью-Йорк, в значительной степени подвержены таким метелям, которые формируются на озере Онтарио и характеризуются ураганными ветрами и большими объемами переносимого снега (типичный характер снегоотложений показан на рис. 5.12). Как считает Сайкс [63], снежный покров толщиной 257 см, сформировавшийся за 5 сут в 1966 г. в районе Освего, обусловлен наличием «озерного эффекта». Озерный эффект приводит к формированию узких полос повышенных снегозапасов к югу и востоку от каждого из Великих озер.

Горные районы

На вершинах высоких гор снежный покров наблюдается круглогодично, причем высота снеговой линии зависит от широты и климата. В табл. 5.9 [22] показано, как возрастает продолжительность залегания снежного покрова с увеличением высоты для Швейцарских Альп.

Таблица 5.9

Характеристики снежного покрова Восточных Альп [22] (перепечатано с разрешения «Харвард Юнивесити Пресс»)

Абсолютная высота, м	Повторяемость формирования снежного покрова зимой, %	Число дней в году со снегопадами	Максимальная толщина снежного покрова, см	Продолжительность залегания снежного покрова, сут
200	49	27	20	38
400	61	32	31	55
800	79	45	73	109
1200	90	62	120	138
1600	96	85	142	169
2000	98	113	199	212
2400	100	143	296	270
3000	100	188	545	354

Снежный покров в горных районах выше границы леса крайне неоднороден, что обусловлено ветровой деятельностью и сходом лавин. На больших высотах, где преобладает тундра, наблюдается интенсивный метелевый перенос и переотложение снега, что может приводить к формированию снежных досок. С уменьшением высоты хвойные леса постепенно сменяются смешанными.

Характеристики снега на залесенных участках определяются видами деревьев, полнотой насаждения, ландшафтными и топографическими характеристиками.

Прочие зоны

К основным зонам, в пределах которых наблюдается снежный покров, относятся также пустыни средних широт, Средиземноморская область и теплые климатические районы Северной Америки и Азии. Толщина снежного покрова, период его залегания и повторяемость в этих районах невелики, поэтому в процессе хозяйственной деятельности человека здесь практически не возникает затруднений, связанных со снежным покровом. Характеристики снежного покрова в этих районах определяются так же, как и в прилегающих; необходим лишь учет некоторых особенностей в условиях континентального климата.

МОДЕЛИРОВАНИЕ И ВЫВОДЫ

Процесс переноса и аккумуляции снега крайне сложен, и существуют трудности в объяснении конкретного механизма снегопереноса даже в простейшем случае ровной неограниченной плоскости. Ниже рассматриваются некоторые приемы физических, математических и эмпирических подходов к описанию пространственной аккумуляции и распределения снежного покрова.

Выбор подхода к изучению распределения снежного покрова определяется главным образом выбором объекта и наличием ресурсов для проведения исследований, предполагаемым использованием результатов исследований на практике. Например, инженеры, в первую очередь интересующиеся характером снегоотложений вокруг зданий, на дорогах, взлетно-посадочных полосах и других инженерных сооружениях в результате единичной метели, могут для изучения этого процесса использовать физические модели. В то же время гидрологи, интересующиеся пространственным распределением снега и его водного эквивалента в период максимального снегонакопления, полностью отказываются от физического моделирования не только по финансовым соображениям или в силу большого объема работ, но также из-за того, что природные системы слишком сложны для создания таких моделей процесса, которые адекватно отражали бы геометрические, кинематические и динамические характеристики.

Прежде чем приступить к моделированию распределения снежного покрова, необходимо выяснить, будет ли уточнение распределения снега на местности способствовать достижению конечного результата, для которого эти исследования организуются, — независимо от того, организуются ли они для целей

прогнозирования, составления инженерного проекта или для иных целей. В ряде случаев одномерная модель снежного покрова работает не хуже модели, учитывающей пространственные вариации.

Физические модели

Меллор [44] указывал, что возможность моделирования процесса метелевого переноса в аэродинамической трубе широко признается в течение по крайней мере последних 40 лет, однако за этот период проведено совсем немного подобных исследований. Финней [20] несколько улучшил методы защиты автомобильных дорог от снежных заносов, используя сажу и чешуйки слюды в качестве аналога снега при проведении испытаний в аэродинамической трубе. Тикстон [67] изучал аккумуляцию снега вокруг препятствий, используя вначале аэродинамическую трубу и впоследствии водные потоки. Обширные исследования метелевого переноса снега проведены Жерделом и Стромом [23] в Нью-Йоркском университете. В начальный период исследований критерии моделирования не были четко определены. Не представляется целесообразным удовлетворение большому числу критериев подобия, получаемых в результате простейшего анализа размерностей системы. Однако анализ критериев подобия в итоге может оказаться перспективным, поскольку опирается в значительной степени на физический анализ и экспериментальные данные. Такой подход использован в работах Строма, Одара, Изюмова, Кайнда и др. [31, 32, 47, 48, 62]. Исчерпывающий анализ по проблемам использования физического моделирования при изучении процессов метелевого переноса читатель найдет в главе 7.

Математический, эмпирический и другие подходы

Сложный характер процессов переноса и отложения снега, а также большое количество факторов, определяющих этот процесс, сдерживают разработку общих физически обоснованных математических моделей распределения снежного покрова. Однако работы Таблера [65] по комплексному моделированию процессов переноса и испарения, а также Ри и Гранта [53] по методике оценки орографического подъема в процессе выпадения снега служат существенным вкладом в разработку физической основы теории аккумуляции снега. В таких моделях делается ряд упрощающих допущений и используется большой объем данных полевых наблюдений.

Если на изучаемой территории проведено достаточное количество наблюдений, появляется возможность составления карт таких характеристик снежного покрова, как толщина, плотность,

водный эквивалент, и расчета распределения этих характеристик. Распределение снежного покрова на этих картах носит крайне обобщенный характер, однако, если эти данные дополняются космическими и аэрофотоснимками, такие карты могут служить для оперативных целей. Другой путь получения осредненных пространственных характеристик по данным наблюдений в отдельных пунктах заключается в использовании метода полигонов Тьессена [68].

Ряд исследователей, испытывая трудности в объяснении реальных физических процессов, определяющих распределение снежного покрова, вынуждены были обратиться к эмпирическим зависимостям между свойствами снежного покрова, с одной стороны, и рельефом, растительностью, приемами землепользования, с другой. При таком подходе предполагается, что в пределах одного климатического региона ареалы со сходными ландшафтными условиями характеризуются сходными значениями пространственных вариаций снежного покрова. Крайне проблематичный характер носят экстраполяция и применение полученных эмпирических зависимостей за пределами региона. В ряде случаев зависимости находятся с использованием уравнений регрессии. Например, в работах Инженерного корпуса Армии США [68] и Меймана [43] приводятся обзоры связей, полученных для горных залесенных районов, между толщиной снежного покрова и такими факторами, как абсолютная высота, экспозиция и уклоны. Значительное количество исследований посвящено выяснению зависимости между размерами открытых участков (поляны, выруб и пр.) и снегоотложением. Адамс и Роджерсон [12, 14] на примере холмистых залесенных равнин Восточной Канады (леса здесь характеризуются небольшой полнотой насаждения) обращают внимание на изменение характеристик снежного покрова в разных растительных зонах. Для районов прерий Степпун и Дик [60] показали, что снегосъемки на водораздельных участках со сходными характеристиками местности, растительности и приемов землепользования позволяют получить достаточно точные средние значения водного эквивалента в пределах бассейна. Исследования, проведенные Билелло и Мак-Кеем [16, 40], указывают на то, что свойства снежного покрова существенно различаются в регионах с разными климатом и растительностью. П. П. Кузьмин [6] изучил характер снегонакопления в зависимости от характера растительности и рельефа и определил значения коэффициентов снежности для широкого класса ландшафтов (см. табл. 5.8).

Зависимость между ландшафтными характеристиками и аккумуляцией снега позволяет оценить пространственное распределение снежного покрова. Объемы отложенного вблизи различных препятствий снега могут значительно меняться от года к году при изменении приемов землепользования или характера аэроди-

намических процессов. Частично эти факторы учитываются в модели конденсации и переноса Таблера [65], изложенной ранее в настоящей главе. Адамс [12] предполагает, что следует ожидать значительных различий в характере снегонакопления от года к году (например, максимальной толщины снега в конкретных условиях растительности), и что различия в снегонакоплении на разных подстилающих поверхностях также будут меняться в разные годы. Он указывает, что постоянство различий между толщиной, плотностью и водным эквивалентом разных типов снежного покрова, сформировавшегося под влиянием различных типов растительного покрова, в значительной степени будут зависеть от эволюции снежного покрова в период его формирования до максимального снегонакопления. В районах, характеризующихся дождями и оттепелями, происходит изменение физических свойств снега, что маскирует влияние разных типов растительности на снег. В соответствии с выводами Адамса холодный климат более благоприятен для сохранения разных типов сезонного снежного покрова в различных ландшафтных условиях.

В принципе дифференциация ареалов с различным распределением снежного покрова и определение средних значений водного эквивалента в пределах бассейна является очень перспективным подходом при условии, что классификация ареалов осуществляется по ландшафтному признаку. Имея аэрофотоснимки и карты распределения растительного покрова (сельскохозяйственных угодий), исследователь может дешифровать районы с различными ландшафтными условиями. На отдельных выбранных участках, для которых характерны разные типы ландшафтов, проводятся полевые наблюдения для получения статистически обоснованных значений средней толщины, плотности и водного эквивалента каждого типа снежного покрова. Полученные значения впоследствии используются при расчетах и картировании. Однако в ряде случаев такой подход не позволяет использовать получаемую информацию заинтересованными организациями для целей оперативного прогноза по следующим причинам.

1. Расчленение территории бассейна на районы с разными типами ландшафтов должно основываться на предварительном изучении характера снегонакопления в этом районе. Составление карт является трудоемким процессом и занимает много времени, вне зависимости от наличия вычислительной техники. Возможны случаи, когда составление новых карт необходимо проводить ежегодно из-за изменений в растительном покрове или в приемах землепользования, например в результате распахивания целинных земель, вырубки лесов, лесных пожаров или в результате иных естественных и искусственных воздействий.

2. Для получения достоверных статистических характеристик снежного покрова необходимо иметь большой объем данных с репрезентативных ландшафтных участков.

3. Необходимо предусмотреть возможность обновления данных о снежном покрове с целью учета процессов выпадения осадков, испарения и конденсации, а также таяния за период с момента проведения последних снегосъемов.

Янг [70] описывает метод составления карт аккумуляции снега на ледниках по данным снегосъемов со случайным пространственным распределением снегомерных реек. Для описания характеристик местности (абсолютной высоты, уклона, азимута и местного рельефа) и выбора точек для проведения снегомерных наблюдений используется метод конечных квадратов. В качестве допущения принимается, что существует строгая линейная зависимость между толщиной снежного покрова (или его водным эквивалентом) и абсолютной высотой. Такая зависимость позволяет рассчитать суммарную аккумуляцию снега на леднике, причем предполагается, что локальная изменчивость толщины снежного покрова мало меняется от года к году и тесно связана с локальной конфигурацией геометрии ледника. Толщина снежного покрова рассчитывается по формуле

$$d = a + bz + cR + eS, \quad (5.3)$$

где R — индекс локального рельефа, соответствующий высоте данной точки над плоскостью, образуемой сетью окрестных точек, а также данной точкой; S — уклон поверхности (максимальный уклон плоскости); a, b, c, e — эмпирические коэффициенты.

Коэффициенты c и e отражают устойчивость локального распределения снежного покрова на леднике. Коэффициенты a и b определяются ежегодно по данным наблюдений за толщиной и плотностью снежного покрова в выбранных точках, расположенных на разной высоте. Учитывая, что было принято допущение о линейной зависимости между водным эквивалентом и абсолютными высотами, можно рассчитать аккумуляцию для всех точек сети и вычислить водный эквивалент снежного покрова для всей поверхности ледника. Эти данные уточняются в результате учета локального рельефа и уклона поверхности, и полученные окончательные данные о распределении водного эквивалента наносятся на карту. Стандартизированный банк данных и быстрорешающие процессорные устройства позволяют использовать этот метод для оперативного прогнозирования процессов снеготаяния.

Метод конечных квадратов широко применяется для пространственной экстраполяции гидрометеорологических данных с использованием ЭВМ. Например, Соломон и др. [57] использовали этот метод для расчета осадков, температуры и стока на о. Ньюфаундленд.

Даже в более сложных математических моделях с распределенными параметрами, в частности таких, которые используются при моделировании водных потоков, входные данные о снежном покрове необходимо осреднять по пространству путем сглажива-

ния данных, либо путем их объединения в соответствии с выбранными ландшафтными участками. Такой ландшафтный подход уменьшает не только систематические ошибки в расчетах пространственного распределения снежного покрова, но и ошибки, возникающие при интерполяции данных в точках при составлении карт осредненных значений. Степпун и Дик [60] доказали, что в результате разделения значительно повышается точность определения осредненных пространственных характеристик.

В СССР широко применяются ландшафтные снегосъемки. Вершинина и Урываев [23] сообщают, что такие снегосъемки могут использоваться для определения водного эквивалента на территориях площадью 250—1000 км², причем при наличии достаточного количества наблюдений ошибка метода не превышает 5—10 %.

Вершинина [1] приводит исчерпывающий обзор, включающий теоретические рассуждения и данные полевых наблюдений, оценку точности определения снегосъемки в точке, на маршруте и по площадям по данным ландшафтных снегосъемок. Ее наблюдения указывают на то, что среднеквадратическое отклонение экспоненциально уменьшается с увеличением площади при неизменной плотности сети наблюдений и увеличивается с уменьшением плотности сети.

Вопросы измерения характеристик снежного покрова и снегопадов подробно рассматриваются в главе 6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинина Л. К. Оценка точности определения водного эквивалента снежного покрова.— В кн.: Исследования методов, аппаратуры и точности определения запасов воды в снежном покрове.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.
2. Вершинина Л. К., Урываев В. А. Точность ландшафтных снегосъемок.— В кн.: Исследования методов, аппаратуры и точности определения запасов воды в снежном покрове.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.
3. Дюнин А. К. Испарение снега.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 119 с.
4. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца.— К.: Гидрометеиздат, 1954. 600 с.
5. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники.— Л.: Гидрометеиздат, 1968. 479 с.
6. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегосъемки.— Л.: Гидрометеиздат, 1960. 171 с.
7. Михель В. М., Руднева А. В., Липовская В. И. Перенос снега при метелях и снегопадах на территории СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1969. 203 с.
8. Молчанов А. А. Гидрологическая роль леса.— М.: Изд-во АН СССР, 1960. 487 с.
9. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства.— М., Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
10. Рихтер Г. Д., Петрова Л. А. Схема распространения снежного покрова на поверхности суши земного шара.— В кн.: География снежного покрова.— М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—6.
11. Ходаков В. Г. Роль снежного покрова в природе ландшафтов Севера и его физические свойства.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1975, № 1, с. 17—26.

12. Adams W. P. 1976. Areal differentiation of snowcover in East-Central Ontario. Water Resour. Res., Vol. 12, No. 6, pp. 1226—1234.
13. Adams W. P. and B. F. Findlay. 1966. Snow measurement in the vicinity of Knob Lake, Central Labrador-Ungava, Winter 1964-65. Proc. 23rd Annu. Meet. Snow Conf., pp. 26—40.
14. Adams W. P. and R. J. Rogerson. 1968. Snowfall and snowcover at Knob Lake, Central Labrador-Ungava. Proc. 25th Annu. Meet. East. Snow conf., pp. 110—139.
15. Bagnold R. A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen and Co., London.
16. Bilello M. A. 1969. Relationship between climate and regional variations in snowcover density in North America. Res. Rep. 267, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
17. Bonren C. F. 1973. Theory of radiation heat transfer between forest canopy and snowpacks. The role of snow and ice in hydrology: Proc. Banff. Symp., Sept. 1972, Unesco—WMO—IAHS, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 1, pp. 165—175.
18. Church J. E. 1941. The melting of snow. Proc. Central Snow Conf., East Lansing, Mich., pp. 21—32.
19. Dickson R. R. and J. Posey. 1967. Maps of snow-cover probability for the Northern Hemisphere. Mon. Weather Rev., Vol. 95, pp. 347—355.
20. Finney E. A. 1939. Snowdrift control by highway design. Bull. No. 86, Mich. Eng. Expt. Sta., East Lansing.
21. Fisheries and Environment Canada. 1978. Hydrological atlas of Canada. Cat. No. EN 37-26/1978, Supply Serv. Can., Ottawa, Ont.
22. Geiger R. 1961. Das Klima der bodennahen Luftschicht (The Climate near the Ground). (English Transl. by Scripta Technica, Inc., Harvard University Press, Cambridge, Mass., 1966).
23. Gerdel R. W. and G. H. Strom. 1961. Wind tunnel studies with scale model simulated snow. Int. Union Geod. Geophys., Gen-Assem. Helsinki, (Snow and Ice), Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. No. 54, pp. 80—88.
24. Goodell B. C. 1952. Watershed management aspects of thinned young lodgepole stands. J. For., Vol. 50, pp. 374—378.
25. Goodell B. C. 1959. Management of forest stands in western United States to influence the flow of snow-fed streams. Water and Wood Aids, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Symp., Hannoversch—Munden, Publ. No. 48, pp. 49—58.
26. Grant L. O. and J. O. Rhea. 1974. Elevation and meteorological controls on the density of new snow. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour., Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 169—181.
27. Gray D. M., D. I. Norum and G. E. Dyck. 1970. Densities of prairie snowpacks. Proc. 38th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 24—30.
28. Gray D. M., H. W. Steppuhn and F. L. Abbey. 1979. Estimating the areal snow water equivalent in the Prairie environment. Proc. Can. Hydrol. Symp.: 79 — Cold Climate Hydrol., Nat. Res. Council Can., Ottawa, pp. 302—332.
29. Haupt H. F. 1973. Relation of wind exposure and forest cuttings to changes in snow accumulation. The Role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff. Symp., Sept. 1972, Unesco—WMO—IAHS, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 2, pp. 1399—1405.
30. Hoover M. D. and C. F. Leaf. 1967. Process and significance of interception in Colorado subalpine forest. In Proc. Int. Symp. For. Hydrol., Pergamon Press, pp. 213—222.
31. Isumov N. 1971. An approach to the prediction of snow loads. Ph. D. Thesis, Univ. Western Ont., London.
32. Kind R. J. 1976. A critical examination of the requirements for model simulation of wind-induced erosion/deposition phenomena such as snow drifting. Atmos. Environ., Vol. 10, pp. 219—227.
33. Kittredge J. 1953. Influences of forests on snow in the ponderosa-sugar pine-fire zone of the Central Sierra Nevada. Hilgardia, Vol. 22, No. 1, pp. 1—96.

34. Kotliakov V. M. 1973. Snow accumulation on mountain glaciers. The role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff. Symp., Sept. 1972, Unesco—WMO—IASH, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 1, pp. 394—400.
35. Kung E. C., R. A. Bryson and D. J. Lenschow. 1964. Study of a continental surface albedo on the basis of flight measurements and structure of the earth's surface cover over North America. Mon. Weather Rev., Vol. 92, pp. 543—564.
36. Lakshman G. 1963. Drainage basin study. Prog. Rep. 8, No. E73-6, Eng. Div., Sask. Res. Council, Saskatoon.
37. Martinelli M. Jr. 1973. Snow fences for influencing snow accumulation. The Role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff Symp., Sept. 1972, Unesco—WMO—IASH, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 2, pp. 1394—1398.
38. McKay G. A. 1963. Relationships between snow survey and climatological measurements. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Berkeley (Surface Water), Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. No. 63, pp. 214—227.
39. McKay G. A. 1970. Precipitation. Handbook on the Principles of Hydrology. (D. M. Gray, ed.), The Secretariat, Can. Nat. Comm. Int. Hydrol. Decade, Ottawa, pp. 2.1—2.111.
40. McKay G. A. 1972. The mapping of snowfall and snowcover. Proc. 29th Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 98—110.
41. McKay G. A. and B. Findlay. 1971. Variations of snow resources with climate pp. 17—25.
42. McKay G. A. and H. Thompson. 1968. Snowcover in the Prairie Provinces of Canada. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., Vol. II, No. 6, pp. 812—815.
43. Meiman J. R. 1970. Snow accumulation related to elevation, aspect and forest canopy. Proc. Workshop Semin. Snow Hydrol. Queen's Printer of Canada, Ottawa, pp. 35—47.
44. Mellor M. 1965. Mono. III-A3s, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
45. Miller D. H. 1966. Transport of intercepted snow from trees during snowstorms. Res. Pap. PSW-33, USDA For. Serv., Berkeley, Calif., pp. 1—30.
46. Miller D. H. 1976. Spatial interaction produced by meso-scale transports of water in the atmospheric boundary layer. Pap. presented to the Annu. Meet., Assoc. Am. Geogr., New York, N. Y. April.
47. Odar F. 1962. Scale factors for simulation of drifting snow. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., Eng. Mech. Div., Vol. 88, No. EM2, pp. 1—16.
48. Odar F. 1965. Simulation of drifting snow. Res. Rep. 174, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
49. Orvig S. (ed.). 1970. Climates of Polar Regions. In World Survey of Climatology, Vol. 14. (H. E. Landsberg, Editor-in-Chief), Elsevier, Amsterdam.
50. Peck E. L. 1964. The little used third dimension. Proc. 32nd Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 33—40.
51. Radok U. 1977. Snow drift. J. Glaciol., Vol. 19, pp. 123—129.
52. Reifsnnyder W. E. and H. W. Lull. 1965. Radiant energy in relation to forests. Tech. Bull. 1344, US Dept. Agric., Washington, D. C.
53. Rhea J. O. and L. O. Grant. 1974. Topographic influences on snowfall patterns in mountainous terrain. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 182—192.
54. Schmidt W. 1925. Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Hamburg, Grand.
55. Schmidt R. A. Jr. 1972. Sublimation of wind-transported snow—A model. Res. Pap. RM-90, USDA For. Serv., Rocky Mtn. For. and Range Expt. Stn., Fort Collins, Colo.
56. Seligman G. 1936. Snow structure and ski fields. Mac. Millan and Co. London.
57. Solomon S. I., J. P. Denouvilliez, E. J. Chart, J. A. Woolley and C. Cadou. 1968. The use of a square grid system for computer estimation of precipitation, temperature and run-off. Water Resour. Res., Vol. 4, pp. 919—929.

58. Stanton C. R. 1966. Preliminary investigation of snow accumulation and melting in forested and cut-over areas of the Crowsnest Forrest. Proc. 34th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 7—12.
59. Steppuhn H. 1976. Areal water equivalent for prairie snowcovers by centralized sampling. Proc. 44th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 63—68.
60. Steppuhn H. W. and G. E. Dyck. 1974. Estimating true basin snowcover. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 314—328.
61. Storr D. and D. L. Golding. 1974. A preliminary water balance evaluation of an intensive snow survey in a mountainous watershed. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 294—303.
62. Strom G., G. R. Kelly, E. L. Keitz and R. F. Weiss. 1962. Scale model studies on snow drifting. Res. Rep. 73, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.
63. Sykes R. B. 1966. The blizzard of '66 in Central New York state—legend in its time. Weatherwise, Vol. 19, No. 6, pp. 240—247.
64. Tabler R. D. 1971. Design of a watershed snow fence system, and first-year snow accumulation. Proc. 39th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 50—55.
65. Tabler R. D. 1975. Estimating the transport of blowing snow. Snow management on the Great Plains. Publ. 73, Res. Comm. Great Plains Agric. Council and Univ. Nebr. Agric. Exp. Stn., Lincoln, pp. 85—117.
66. Tabler R. D. and R. A. Schmidt. 1973. Weather conditions that determine snow transport distances at a site in Wyoming. The Role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff. Symp., Sept. 1972, Unesco—WMO—IASH, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 1, pp. 118—127.
67. Theakston F. H. 1962. Snow accumulation about farm structures. Agric. Eng., Vol. 43, pp. 139—141, 161.
68. US Army Corps of Engineers. 1956. Snow Hydrology. US Dept. Commer., Washington, D. C.
69. Wilm H. G., Collet M. H. 1940. The influence of lodgepole pine forest on storage and melting of snow. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 21, pp. 505—508.
70. Young G. J. 1974. A data collection and reduction system for snow accumulation studies. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour., Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 304—313.

Измерения и анализ данных

ВВЕДЕНИЕ

Снегоотложения характеризуются толщиной свежеснегоснежного покрова, сформировавшегося за конкретный период. По отдельным значениям толщины снега определяется суммарное снегонакопление за единичную метель, сутки, месяц или год. Общее количество осадков равняется сумме слоя жидких и твердых осадков. Снежный покров представляет собой снег, полностью или частично покрывающий поверхность Земли.

Правильное использование данных о характеристиках снегопадов и снежного покрова зависит от запросов потребителя, который должен представлять себе способ получения данных, проблемы их измерений и обработки, источники появления ошибок.

ТОЧЕЧНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ

Снегомерные рейки и доски

Простейшим инструментом для измерения толщины свежеснегоснежного покрова служит градуированная рейка, установленная вертикально. При отсутствии метелевого переноса средняя толщина снега, выпавшего во время снегопада, определяется по результатам измерений в нескольких точках. Измерения проводятся на снегомерных площадках или с использованием снегомерных досок, поверхность которых расчищается от старого снега до начала снегопада. В качестве снегомерной доски используется фанерная доска или пластина из легкого металла размером не менее 40 × 40 см, поверхность которой закрашивается белой краской или обтягивается белой фланелью и служит начальной точкой отсчета при проведении измерений.

Особую осторожность наблюдатель должен проявлять при определении репрезентативной средней толщины свежеснегоснежного покрова в условиях метелевого переноса. В таких случаях необходимо проводить большое количество измерений на участках как сноса, так и аккумуляции снега.

Оценка водного эквивалента свежеснегоснежного покрова по данным реечных измерений может производиться на основе прибли-

зительной зависимости между толщиной снежного покрова и его водным эквивалентом. Обычно средняя плотность свежеснегоснежного покрова принимается равной 100 кг/м³. Иначе говоря, слой такого снега толщиной 1 см соответствует 1 мм водного эквивалента. Служба изучения атмосферы Канады использует этот метод для оценки водного эквивалента снега по данным более чем 85 % наблюдательных станций. В действительности плотность свежеснегоснежного покрова меняется от района к району, от снегопада к снегопаду и часто в течение одного снегопада. Для получения более точных данных о водном эквиваленте снежного покрова со снегомерной доски отбираются образцы снега и растапливаются.

Осадкомеры ограниченной емкости без регистрирующих устройств

Осадкомеры позволяют непосредственно измерять водный эквивалент снега после снегопада. По сути дела, любой открытый градуированный цилиндр, в котором может собираться снег, может служить в качестве осадкомера. Цилиндр обычно устанавливается в защищенном от ветра месте во избежание развития турбулентности возле приемного отверстия и достаточно высоко над поверхностью снега с целью уменьшения аккумуляции метелевого снега в осадкомере. Водный эквивалент определяется либо путем взвешивания, либо путем растапливания и измерения объема талой воды. Осадкомеры ограниченной емкости должны часто очищаться, обычно раз в сутки.

В Канаде начиная с зимы 1960-61 г. в качестве стандартного прибора для измерения водного эквивалента снега после снегопадов принят осадкомер MSC с защитой Нифера (рис. 6.1 а). Защита, используемая на канадском снегомере, является модификацией защиты, предложенной Нифером [100]. Она имеет форму перевернутого колокольчика и изготавливается из штампованного алюминия или стеклопластика. Испытания, проведенные в аэродинамической трубе Национальным исследовательским комитетом Канады показали, что конструкция защиты достаточно эффективна для уменьшения возмущений воздушных потоков над приемным отверстием. Коллектором является полый металлический цилиндр высотой приблизительно 52 см, диаметром 12,7 см, открытый с одного конца. Он вставляется в корпус осадкомера таким образом, что его верхний обвод оказывается на одном уровне с верхней поверхностью защиты. Коллектор и защита обычно устанавливаются на соответствующую подставку так, чтобы верхний срез приемной трубы отстоял от поверхности снега приблизительно на 1,5 м [95]. В период снегопадов со слабыми ветрами снег может аккумулироваться на поверхности защиты и частично сдуваться впоследствии в коллектор во время порывов.

вов ветра. Поэтому после каждого наблюдения снег должен сметаться с поверхности защиты. Снег извлекается из снегомера и растапливается, а объем талой воды измеряется с помощью стеклянного градуированного стакана для получения значения водного эквивалента.

В настоящее время 14 % из общего числа 2500 осадкомерных станций Канады оборудованы осадкомерами MSC с защитой Нифера. На этих станциях данные об осадках за зимний период

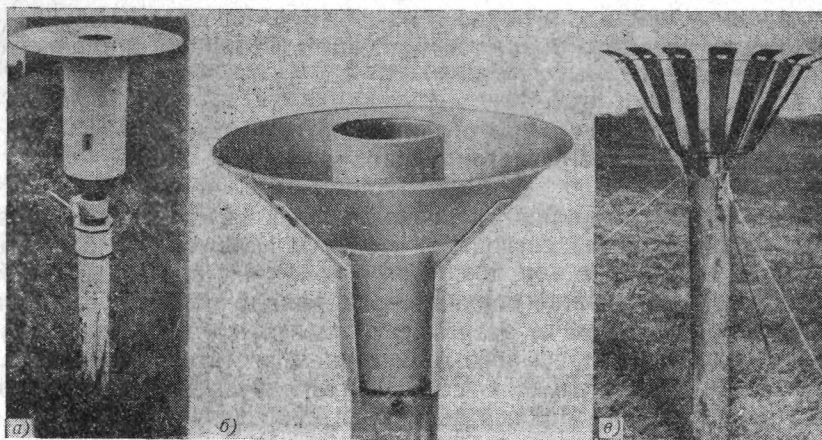


Рис. 6.1. Осадкомеры, применяющиеся в разных странах для измерения водного эквивалента снега.

а — осадкомер MSC с защитой Нифера (Канада); б — осадкомер SMHI (Швеция); в — осадкомер Третьякова (СССР).

представляет собой сумму жидких и твердых осадков, измеренных таким осадкомером. Эти данные публикуются в выпусках «Ежемесячные данные, метеорологические наблюдения в Канаде» [8]. Детальные описания методики проведения наблюдений приводятся в публикациях Службы изучения атмосферы [6, 9].

В отличие от Канады некоторые страны, например Швеция, США и СССР, используют одну и ту же конструкцию осадкомеров для измерения и твердых, и жидких осадков. В зимний период воронка для сбора жидких осадков снимается с тем, чтобы снег падал непосредственно в коллектор. На рис. 6.1 б, в показаны соответственно шведский осадкомер SMHI со сплошной защитой от ветра и советский осадкомер Третьякова с лепестковой защитой. Осадкомер Третьякова включает в себя коллектор, металлический цилиндр высотой 41 см и диаметром 16 см, окруженный гибкой защитой из 15 стальных лепестков, скрепленных сверху и внизу стальной проволокой, так что диаметр верхней поверхности защиты равняется 1,04 м, а нижней поверхности — 0,44 м. Для получения значения водного эквивалента снег из

осадкомера извлекается, растапливается, и объем талой воды измеряется с помощью градуированного стеклянного стакана.

Ошибки измерения при использовании осадкомеров ограниченной емкости без регистрирующих устройств обусловлены ветровым воздействием на процесс аккумуляции снега, а также испарением, выдуванием и т. д. Некоторая ошибка вносится в результате потерь воды на стенках измерительного стакана, остающейся там под действием сил поверхностного натяжения. По данным советских исследований для осадкомера Третьякова эти потери достигают 0,25 мм для каждого единичного наблюдения [128]. Гудисон [55] приводит данные о том, что потери на смачивание для каждого единичного наблюдения с помощью осадкомера MSC с защитой Нифера достигают $0,15 \pm 0,02$ мм. Потери на испарение зависят от длительности периода между наблюдениями и метеорологических условий. Эти потери, а также любые другие, возникающие при растапливании снега, не должны превышать в сумме 0,25 мм при ежедневном снятии показаний осадкомера.

Осадкомеры весового типа

Осадкомеры весового типа позволяют проводить измерения количества осадков всех типов. Конструкция их основана на принципе пружинного баланса. Осадки собираются в емкости, покоящейся на пружине. Пружина под нагрузкой сжимается и приводит в действие регистрирующий механизм, обычно перо самописца. Механическое перемещение пружины может быть преобразовано в выходной сигнал, который может регистрироваться на месте либо передаваться по радио или телеметрическим каналам, по телефону или с помощью спутников связи на приемные устройства центральной станции. Емкость осадкомеров весового типа колеблется в пределах 300—600 мм водного эквивалента. Некоторые осадкомеры могут функционировать автономно в течение целого года; диапазон осреднения полученных характеристик составляет от 5 мин до нескольких часов. Емкость, диапазон осреднения и продолжительность автономного функционирования — это взаимосвязанные характеристики, которые должны учитываться при выборе типа осадкомера с целью наиболее полного удовлетворения исследовательских потребностей.

Осадкомеры весового типа должны быть оборудованы защитой для уменьшения турбулентности ветра над их приемными отверстиями. Один из типов защиты — защита Альтера — может комплектоваться с несколькими моделями суммарных осадкомеров и представляет собой ряд гибких лепестков вокруг приемного отверстия осадкомера (рис. 6.2). В том случае, если осадкомер устанавливается на открытых площадках, характеризующихся силь-

ными ветрами, лепестки скрепляются между собой легкой цепочкой во избежание их изгиба и кручения на кольце, что может привести к усилению турбулентности. На защищенных участках лепестки остаются свободными, поскольку при наличии цепи снег может аккумулироваться между корпусом осадкомера и

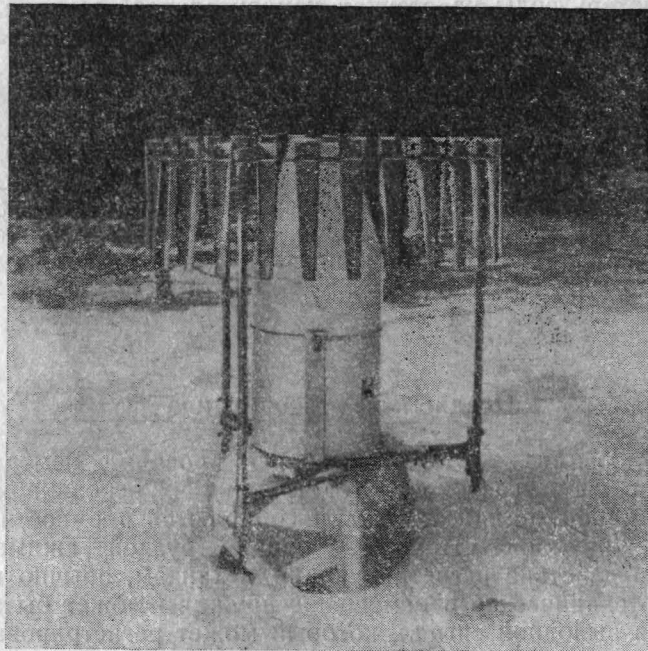


Рис. 6.2. Осадкомер фирмы «Фишер и Портер» с защитой Альтера.

нижними концами лепестков и постоянно закрывать приемное отверстие осадкомера. Лепестки защиты должны возвышаться на 1,25 см под плоскостью приемного отверстия. Высота установки осадкомера над поверхностью земли различна в разных странах и наиболее часто равняется 2 м. В районах с обильными снегопадами рекомендуется осадкомеры устанавливать таким образом, чтобы их приемные отверстия возвышались по крайней мере на 1 м над поверхностью снега в период максимального снегонакопления.

В районах с холодным климатом и обильными снегопадами в суммарные осадкомеры должен заливаться антифриз с тем, чтобы исключить возможность замерзания осадков в коллекторах. Необходимое количество антифриза определяется ожидае-

мым количеством осадков и минимальной температурой в период максимального снегонакопления. В качестве антифриза обычно используется раствор этиленгликоля в воде, однако, поскольку гликоль имеет большую плотность, чем вода, возникает опасность расслаивания раствора и замерзания воды в отсутствие взбалтывания и перемешивания. Весь свежеснеживший снег должен растворяться в антифризе. Для исключения испарения из коллектора туда добавляется легкое масло, образующее тонкую пленку, например трансформаторное. Майо [86] рекомендует использовать в качестве антифриза раствор, состоящий в объемной пропорции из 40 % этиленгликоля и 60 % метилового спирта. Поскольку плотность воды и льда больше, чем гликолево-спиртового раствора, при попадании их в раствор происходит перемешивание. Однако этот антифриз должен покрываться более толстым слоем более тяжелого масла для уменьшения испарения метилового спирта.

Особенности двух наиболее широко распространенных в Северной Америке суммарных осадкомеров представлены ниже.

Осадкомер фирмы «Фишер и Портер». Автоматический суммарный осадкомер, имеющий регистрирующее устройство и защиту Альтера из свободно свисающих лепестков, специально приспособлен для использования в отдаленных районах, где проведение регулярных наблюдений затруднено. Такой осадкомер используется для измерения количества осадков всех типов: суммарная аккумуляция регистрируется на бумажной перфорированной ленте. Диаметр входного отверстия стандартного осадкомера составляет 20,3 см, коллектор емкостью 630 мм водного эквивалента и диапазон регистрации от 0 до 500 мм с точностью 2,54 мм. При использовании оптического кодирования положения вместо механического разрешения осадкомера может быть увеличено. Диапазон осреднения осадкомера составляет от 5 мин до 12 ч и наиболее часто равняется 15 мин. Максимальная длительность функционирования осадкомера в автономном режиме зависит от длительности интервалов между последовательными периодами регистрации данных, количества осадков и соответствующих затрат мощности. Осадкомеры этой конструкции работали в отдаленных районах автономно до одного года, однако для получения достоверных данных осадкомеры должны инспектироваться не реже чем раз в 3 мес. Выходной сигнал осадкомера может передаваться по телеметрическим наземным и космическим каналам связи. Проблемы, связанные с установкой, функционированием и обработкой данных осадкомера фирмы «Фишер и Портер» рассматриваются в работах [41, 58, 110].

Универсальный регистрирующий осадкомер. Универсальный регистрирующий осадкомер (рис. 6.3) собирает осадки всех типов и постоянно регистрирует суммарное количество осадков. Диаметр его входного отверстия составляет 20,3 см; стандартная макси-

мальная емкость, включая антифриз, равняется 300 мм водного эквивалента. Возможна установка осадкомера повышенной емкости (760 мм водного эквивалента). Регистрирующее устройство приводится в действие пружинным заводом или энергией батарей и обеспечивает вращение цилиндра с частотой один оборот

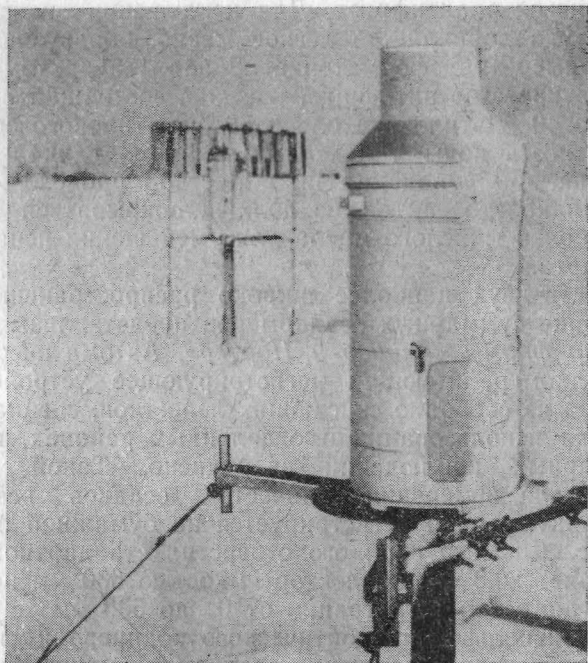


Рис. 6.3. Универсальный регистрирующий осадкомер.

за период от 6 ч до 36 сут. Разрешение по времени составляет приблизительно 1 ч при скорости вращения один оборот за 8 сут. Использование потенциометра и преобразователя напряжения позволяет передавать информацию от осадкомеров, расположенных в удаленных районах.

Осадкомеры повышенной емкости

Для измерения суммарного количества осадков за сезон в удаленных или ненаселенных местах используются осадкомеры повышенной емкости, соответствующей 2540 мм водного эквивалента. В случае осадкомеров повышенной емкости используется защита типа Альтера, раствор антифриза и легкое масло, поскольку изме-

ряется только толщина слоя жидкости в коллекторе. При эксплуатации осадкомера очень важно не допускать образования шуги, которая может смерзаться в условиях холодной погоды. Слабое перемешивание осадков и антифриза, приводящее к формированию слоев шуги, может быть предотвращено путем использования самоперемешивающихся растворов антифриза или дешевых

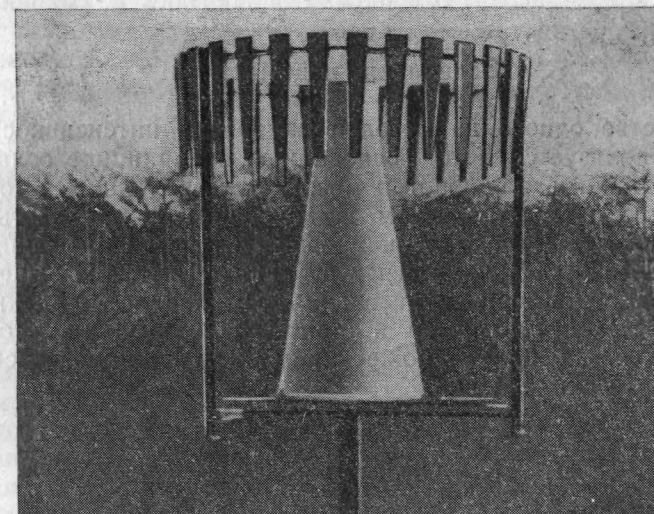


Рис. 6.4. Осадкомер Сакраменто повышенной емкости.

систем закачивания азота в коллектор для образования пузырькового перемешивания.

Осадкомеры повышенной емкости вручную устанавливают на равных или неравных расстояниях один от другого в зависимости от доступности территории. На практике измерения проводятся либо с помощью рейки, когда измеряется толщина слоя жидкости, либо с помощью Т-образной рейки, когда измеряется расстояние от верхней грани осадкомера до поверхности жидкости. Емкость осадкомера рассчитывается по данным о толщине жидкости и плотности смеси антифриза. Осадкомеры повышенной емкости могут быть модернизированы для передачи информации по каналам связи путем установки закрытой сообщающейся трубки в защищенном месте. Слежение за уровнем жидкости в трубке и передача информации в телеметрическую систему могут осуществляться с помощью параллельного цифрового регистра поплавкового типа. Такой осадкомер называется осадкомером поплавкового типа.

Осадкомер Сакраменто (рис. 6.4) обычно используется в горных районах, характеризующихся большим количеством осадков.

Осадкомер имеет коническую форму. Высота коллектора составляет 120 см, диаметр приемного отверстия — 20,3 см, максимальная емкость — 2540 мм водного эквивалента.

В менее заснеженных районах могут использоваться осадкомеры с коллекторами меньшего объема. Коллекторы обычно представляют собой прямые пластиковые трубки различных размеров, специально приспособленные для проведения измерений.

Ослабление видимости

В качестве одного из методов измерения интенсивности снегопадов используется метод, основанный на принципе ослабления света снежинками, падающими между пульсирующим источником света и приемным устройством, измеряющим освещенность [137]. Зависимость между ослаблением освещенности и интенсивностью снегопадов может осложняться в результате метелевого переноса, загрязнения атмосферы, образования туманов и выпадения смешанных осадков. Вассерман и Монт [139] показали, что метод ослабления освещенности может применяться для ежечасной регистрации снегонакопления.

Телеметрия точечных измерений осадков

Быстрое развитие электроники в последние годы позволило разработать телеметрические системы, способные автономно функционировать в экстремальных условиях. Совершенствование коммуникационной техники позволяет оперативно получать данные от удаленных станций об осадках и других гидрометеорологических параметрах (например, характеристиках ветра или снегозапасов). Системы передачи данных включают в себя телефонную телеметрию (наиболее дешевые средства связи при наличии уже проложенной телефонной сети), системы радиосвязи (частотной модуляции, на коротких и ультракоротких волнах) и космические ретрансляционные системы с использованием спутников Лэндсат, ГОЕС и системы Аргос. В зависимости от типа используемой системы период времени между моментом проведения наблюдений и поступлением гидрометеорологической информации составляет от нескольких секунд до нескольких часов. Одни системы позволяют наблюдать и передавать данные постоянно, другие — снимать показания только по запросу, третьи — наблюдать и хранить данные в памяти и впоследствии передавать их по запросу. Данные о зимнем снегонакоплении и метеорологическая информация об условиях весеннего снеготаяния в настоящее время могут быть получены из отдаленных районов и используются для уточнения прогноза стока и заполнения водохранилищ.

Чадвик [26] сообщает о разработке оперативной автономной (на электрических батареях) радиотелеметрической системы высокой точности и разрешения, предназначенной для передачи данных об осадках из отдаленных горных районов штата Юта. Барнс [12] описывает телеметрическую систему передачи гидрометеорологической информации, действующей в Калифорнии, для передачи данных на центральную станцию с использованием коротковолновых и ультракоротковолновых передатчиков. Успешная работа сети автоматических удаленных осадкомерных станций в провинции Альберта, связанной с центральной вычислительной станцией телефонными линиями, описывается в работе Грэхэма и др. [60].

Совсем недавно была предложена прекрасная альтернатива — передача гидрометеорологических данных через космические ретрансляторы [29, 48, 69, 117] и ряд агентств планируют использование таких систем. Система сбора данных работает с входными данными в параллельной или последовательной аналоговой цифровой форме и используется для передачи данных от таких осадкомеров, как осадкомеры фирмы «Фишер и Портер», на космические спутники связи. Такие системы работают от автономных источников питания и предназначены для работы в условиях широкого диапазона температур и большой влажности.

Технология конструирования системы сбора данных быстро развивается, и в настоящее время уже создано несколько типов таких систем. Например, оперативная система немедленной передачи данных использует отражение коротковолновых сигналов от ионизированных метеоритных следов для передачи информации из удаленных районов Арктики на центральные станции. Такая система используется Службой охраны почв США [14, 37].

СРАВНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ СПОСОБОВ ТОЧЕЧНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ КОЛИЧЕСТВА ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ

С помощью снегомерной рейки определяется толщина снежного покрова и оценивается его водный эквивалент. Осадкомеры позволяют измерять водный эквивалент и оценивать таким образом толщину свежее выпавшего снега. Причины ошибок, возникающих при проведении таких точечных наблюдений и оценок, изучены, в то время как различия между действительными и измеренными значениями характеристик часто неизвестны главным образом из-за трудностей измерений характеристик снегопадов.

Недостатки наблюдений с помощью снегомерных реек

Ошибки при измерении толщины свежеснегавшего снега с помощью рейки чаще всего возникают в результате неправильного выбора места установки рейки (например, на открытом участке, на котором снег подвержен метелевому переносу) и неправильного снятия показаний наблюдателем. Тип ошибок и их абсолютное значение меняются от снегопада к снегопаду, от наблюдателя к наблюдателю и от станции к станции. По этой причине трудно ввести универсальную поправку к ежедневным данным о толщине снега.

Значительная ошибка в оценке водного эквивалента снегопада может возникать также, если допустить, что плотность свежеснегавшего снега равняется 100 кг/м^3 (табл. 6.1); такая плотность

Таблица 6.1

Сравнение измеренных (P_n) и вычисленных (P_v) значений водного эквивалента свежеснегавшего снега при средней плотности 100 кг/м^3

Продолжительность снегопада, ч	Толщина снега, см	P_n мм	P_v мм	$\frac{P_v - P_n}{P_n} \%$
1	1,5	0,89	1,5	68,5
2	3,3	2,26	3,3	46,0
3	4,4	3,86	4,4	14,0
4	5,2	5,69	5,2	-8,6
5	7,2	8,73	7,2	-17,5
6	9,5	11,00	9,5	-13,6
7	9,8	12,57	9,8	-22,0
8	11,8	16,13	11,8	-26,8
9	12,0	17,09	12,0	-29,8

была получена по данным канадских исследований в районе Торонто. Однако плотность свежеснегавшего снега характеризуется существенной пространственной и временной изменчивостью и в первую очередь определяется количеством воздуха, заключенным между отдельными кристаллами снега. Объем воздуха зависит от характера снегопада, структуры выпадающего снега, метеорологических условий, преобладающих в течение снегопада и сразу после его окончания, в особенности температуры воздуха в верхних слоях атмосферы, скорости и направления ветра в приземном слое, периода времени между моментом проведения наблюдений и началом или концом снегопада, места расположения наблюдательной станции и субъективных ошибок наблюдателя.

Данные, приведенные в табл. 6.2 и 6.3, иллюстрируют временную изменчивость плотности свежеснегавшего снега в защищен-

Таблица 6.2

Вариации плотности (кг/м^3) свежеснегавшего снега по результатам измерений, проведенных в защищенном месте в отсутствие метелевого переноса в южном Онтарио

Дата	Водный эквивалент, мм	Время после начала снегопада, ч											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
28.02.75	1,53	$\frac{89}{89}$	$\frac{108}{102}$	$\frac{78}{99}$									
7.03.75	16,73	$\frac{59}{59}$	$\frac{71}{68}$	$\frac{179}{88}$	$\frac{200}{110}$	$\frac{108}{121}$	$\frac{112}{116}$	$\frac{189}{128}$	$\frac{168}{137}$	$\frac{139}{143}$			
27.11.75	11,71	$\frac{100}{100}$	$\frac{138}{125}$	$\frac{145}{132}$	$\frac{140}{128}$	$\frac{212}{141}$	$\frac{353}{141}$						
19—20.01.76	2,58	$\frac{78}{78}$	$\frac{98}{91}$	$\frac{101}{105}$	$\frac{124}{110}$	$\frac{119}{120}$	$\frac{128}{121}$						
1—2.03.76	25,4		$\frac{105}{105}$		$\frac{205}{200}$		$\frac{199}{192}$		$\frac{191}{196}$		$\frac{210}{243}$		$\frac{168}{220}$

Примечание. В числителе — плотность снега, выпавшего в течение последнего часа, в знаменателе — плотность снега за весь период с момента начала снегопада.

ном месте. Процесс уплотнения свежеснегавшего снега может происходить очень быстро, поэтому расчеты водного эквивалента, основывающиеся на первоначальной плотности осадков и толщине снега, измеренной через несколько часов после окончания снегопада, могут привести к ошибочным результатам. Плотность свежеснегавшего снега зависит от географического положения

Таблица 6.3

Изменения плотности свежеснегавшего снега на поверхности земли после прекращения снегопада при средней его плотности 100 кг/м^3

Время, ч	мин	Толщина снега, см	Плотность снега, кг/м^3	Водный эквивалент, мм	
				измеренный	расчетный
10	30	8,7	104	9,06	8,70
13	15	7,0	131	9,14	7,00
17	00	6,0	152	9,09	6,00

Примечания: 1. Измерения производились при облачной погоде, максимальной температуре воздуха 1°C , средней скорости ветра 6 м/с . — 2. Водный эквивалент определялся по результатам наблюдений образцов снега площадью 920 см^2 , отбиравшихся со снегомерной доски.

района. Поттер [111] показал, что среднее значение отношения водного эквивалента к толщине свежеснежавшего снега в пределах Канады меняется в различных регионах от 0,07 до 0,11 с экстремальными значениями 0,02 и 0,28. По данным Грея и др. [45] в районах канадских прерий средняя плотность свежеснежавшего снега равняется 45 кг/м^3 при отсутствии ветровой деятельности, а в районах Скалистых гор — 230 кг/м^3 . Согласно [61] средняя плотность составляла 77 и 101 кг/м^3 , в то время как на 58 % метеостанций были зарегистрированы средние значения в пределах $80\text{—}90 \text{ кг/м}^3$. В районах, прилегающих к Великим озерам, часто наблюдаются снегопады вследствие «озерного» эффекта, при которых плотность выпадающего снега обычно равняется $35\text{—}50 \text{ кг/м}^3$. Следовательно, использование средней плотности свежеснежавшего снега, равной 100 кг/м^3 , приводит к завышению значения водного эквивалента для многих районов.

Сравнение данных различных осадкомеров

Для получения наиболее точных данных каждый осадкомер должен устанавливаться, выравниваться и обслуживаться надлежащим образом. Точность измерения зависит от типа осадкомера, его расположения, экспозиции, защищенности, высоты приемного отверстия над поверхностью снежного покрова и условий, при которых наблюдался снегопад, в первую очередь скорости и направления ветра. При этом большая часть осадкомеров занижает действительное количество осадков.

Долговременные наблюдения за количеством осадков в одном и том же месте с помощью осадкомеров разных типов позволяют собрать данные для сравнительного анализа. Сравнивая данные 15-летних наблюдений за снегом и дождем с помощью стандартных осадкомеров в США, Аллис и др. [4] обнаружили, что отклонения количества улавливаемого снега больше; при этом количество улавливаемого снега возрастает в условиях защищенной местности. Харрис и Кардер [72] в результате 10-летних исследований, проведенных в Биверлодже, Альберта, установили, что суммарный водный эквивалент, измеренный с помощью осадкомера MSC с защитой Нифера, был существенно больше значений, полученных с помощью осадкомеров Бюро погоды США (USWB), оснащенных защитой Альтера. По данным 567 наблюдений показания осадкомера USWB в 55 % случаев оказались меньше показаний осадкомера с защитой Нифера, в 40 % случаев были равны и лишь в 5 % случаев превышали их.

Таблица 6.4 [53] позволяет сравнить данные о количестве снега, полученные с помощью осадкомеров различных типов и результаты наблюдений с использованием снегомерной доски. Можно отметить, что в среднем канадский осадкомер MSC с за-

Таблица 6.4

Средние значения отношения количества выпавшего снега по данным осадкомеров к фактическому его количеству, определенному с помощью снегомерной доски в защищенном от ветра месте за 1974—1976 гг. [53]

Характеристики осадкомеров	Характеристики местности	Среднее отношение	Средняя скорость ветра, м/с
Снегомерная доска на поверхности Земли	Закрытая	1,00	—
Осадкомер MSC с защитой Нифера	Закрытая, кустарник	1,01	0,48
То же	Закрытая, долина	1,05	1,74
„	Открытое плато	0,94	3,80
„	Открытая равнина	0,91	3,95
12,5-см коллектор без защиты Нифера	То же	0,48	3,95
Осадкомер фирмы «Фишер и Портер» с защитой Альтера	Кустарник	0,96	0,48
То же	Долина	0,86	1,74
„	Плато	0,51	3,80
„	Равнина	0,47	3,95
Осадкомер фирмы «Фишер и Портер» без защиты	Плато	0,32	3,80
Осадкомер Третьякова с защитой	Равнина	0,57	4,24
Универсальный регистрирующий осадкомер с защитой Альтера	То же	0,58	3,95
Универсальный регистрирующий осадкомер без защиты	„	0,37	3,95

Примечания. 1. Приведенные значения осреднены независимо от скорости ветра или температуры воздуха на гидрометеорологической исследовательской станции Колд-Крик, Болтон, Онтарио. —2. Все осадкомеры были установлены на высоте 2 м, на которой измерялась и скорость ветра.

щитой Нифера дает более точные значения водного эквивалента, чем другие осадкомеры. Результаты, приведенные в таблице также подтверждают общезвестные факты: осадкомеры с ветровой защитой улавливают большее количество снега, чем осадкомеры без защиты; в защищенных от ветра местах осадкомеры собирают большее количество снега, чем на открытых, подверженных ветровой деятельности участках; конструкция осадкомера и его ветровой защиты определяют общее количество улавливаемого снега.

Существенные трудности возникают при проведении сравнительного анализа суммарного количества снега, измеренного с помощью осадкомеров на центральных станциях, с количеством снега по наблюдениям с помощью снегомерных реек на тех же станциях или в их окрестностях. В Канаде непосредственные измерения плотности свежеснежавшего снега не являются стандартной

процедурой, поэтому могут быть вычислены лишь отношения показаний осадкомера с защитой Нифера к показаниям снегомерной рейки. Фергюсон и Поллок [45] вычислили средние месячные значения таких отношений для различных географических районов Канады (табл. 6.5). Однако использование осредненного

Таблица 6.5

Отношение толщины снежного покрова по данным речных измерений к количеству твердых осадков, измеренному с помощью осадкомера MSC с защитой Нифера [45] (перепечатано с разрешения Министерства снабжения и обслуживания Канады)

Регион	Число месяцев наблюдений	Средняя месячная толщина снега, см	Отношение
Восточная Арктика	222	12,5	0,087
Западная Арктика	292	18,3	0,077
Внутренние районы Британской Колумбии	120	43,7	0,075
Альберта	200	29,2	0,077
Саскачеван	125	23,6	0,076
Манитоба	160	25,9	0,079
Северный Онтарио	85	38,4	0,081
Южный Онтарио	71	47,0	0,082
Квебек	235	60,2	0,089
Новая Шотландия, Нью-Брансуик	75	66,3	0,094
Ньюфаундленд	112	68,6	0,095

значения отношения для расчета количества твердых осадков в произвольно выбранный год может привести к значительным ошибкам. Например, наблюдения, проводившиеся с 1960 по 1974 г. в международном аэропорту Торонто и г. Тандер-Бей, показали, что средние годовые значения отношения показаний осадкомера с защитой Нифера к показаниям снегомерных реек для этих станций находились в пределах 0,072—0,114 и 0,074—0,096 соответственно.

Влияние ветра на количество улавливаемого осадкомерами снега

Ряд исследователей указывают, что появление ошибок при измерении количества осадков с помощью осадкомеров обусловлено прежде всего влиянием ветра [64, 70, 81, 128, 140]. Ошибки при этом определяются скоростью ветра и его вертикальным профилем, способностью снежных частиц находиться во взвешенном состоянии в снеговетровом потоке и характеристиками возмущений воздушного потока вблизи осадкомера. На рис. 6.5 представлено движение воздушного потока над незащищенным цилиндром

осадкомера Нифера — завихрения или турбулентность над приемным отверстием отсутствуют, однако линии тока сгущаются, указывая на ускорение воздушного потока.

Правильный выбор места установки осадкомера уменьшает влияние ветра на улавливание снега. Наилучшими местами сле-

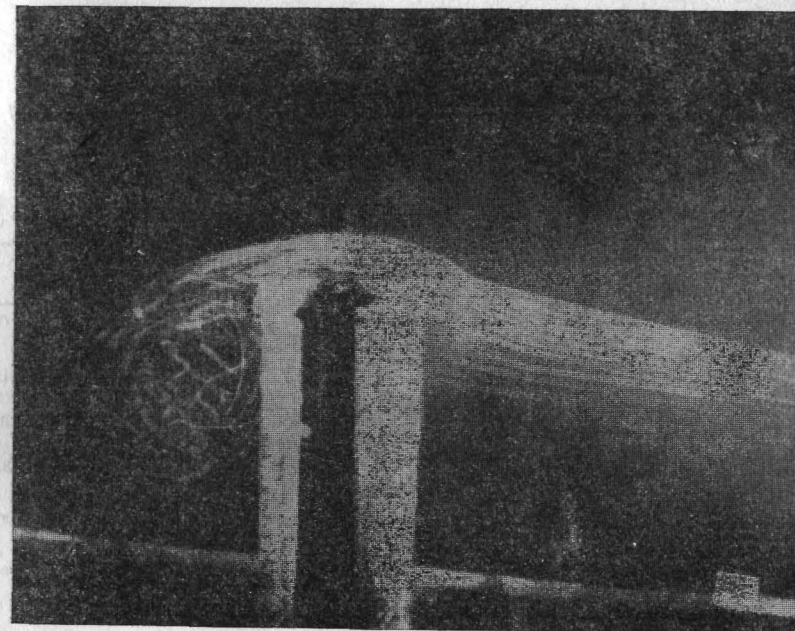


Рис. 6.5. Движение воздушного потока над открытым цилиндром.

дует считать участки с естественной хорошей защитой. Пек [106] рекомендует устанавливать осадкомеры в хвойных лесах так, чтобы они со всех сторон были защищены растительностью; лес должен быть достаточно густым, чтобы уменьшить вероятность появления турбулентности. На практике такие требования трудно удовлетворить полностью, поэтому осадкомеры часто устанавливают на открытых, подверженных ветровой деятельности участках.

В настоящее время разработаны методы корректировки количества снега, собранного разными типами осадкомеров, с учетом метеорологических условий. Например, Струзер [129] приводит методику корректировки наблюдений для осадкомера Третьякова при разных скоростях ветра и температурах воздуха. По данным П. П. Кузьмина [1], осадкомер Третьякова улавливает в среднем 70, 50 и 35 % общего количества твердых осадков при скоростях ветра на уровне входного отверстия 3, 5 и 7 м/с соответственно.

Ларсон и Пек [81] построили кривые дефицита улавливаемого снега (рис. 6.6) для осадкомеров с ветровой защитой и без нее. Измерение истинного количества выпадающего снега проводилось с помощью осадкомеров того же типа, установленных поблизости в защищенном от ветра месте. Приведенные результаты свидетельствуют о том, что с увеличением скорости ветра дефицит уве-

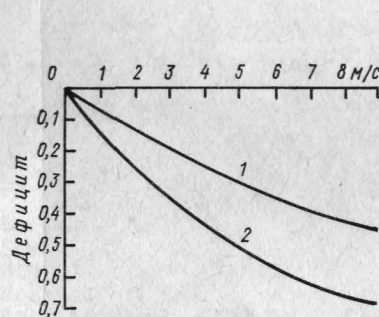


Рис. 6.6. Зависимость средних значений дефицита улавливаемого снега от скорости ветра при использовании осадкомеров (США) с защитой от ветра (1) и без нее (2) [81].

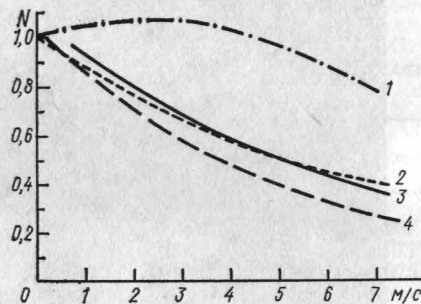


Рис. 6.7. Зависимость отношения N количества улавливаемого осадкомерами снега к количеству снега по данным наземных измерений от скорости ветра для осадкомеров различных типов [55].

1 — осадкомер MSC с защитой Нифера, 2 — универсальный осадкомер с защитой Альтера, 3 — осадкомер Третьякова, 4 — осадкомер фирмы «Фишер и Портер» с защитой Альтера.

личивается не линейно и что защищенные осадкомеры собирают большее количество снега. Дефицит отражает влияние ветровой деятельности и других метеорологических условий на количество улавливаемого осадкомером снега.

На рис. 6.7 представлены средние значения отношения количества улавливаемого осадкомерами снега к количеству снега по данным наземных измерений с использованием снегомерной доски, установленной в защищенном от ветра месте для осадкомеров различных типов, укомплектованных ветровой защитой. Все значения отношений, за исключением относящихся к осадкомеру MSC с защитой Нифера, уменьшаются с увеличением скорости ветра. Отличная от других форма кривой для осадкомера MSC обусловлена особой конструкцией ветровой защиты. Защита Нифера сводит к минимуму возмущения воздушного потока над осадкомером и устраняет появление восходящих токов над входным отверстием, что улучшает улавливающие характеристики осадкомера.

Особую осторожность следует проявлять при использовании данных о среднем дефиците для корректировки значений, получае-

мых по результатам наблюдений с помощью осадкомеров в конкретных специфических условиях. Более того, следует иметь в виду, что поправки к количеству улавливаемого осадкомерами снега применимы только к точечным измерениям осадков. Оценка пространственного распределения, получаемая по результатам точечных наблюдений, зависит от репрезентативности точек, в которых рас-

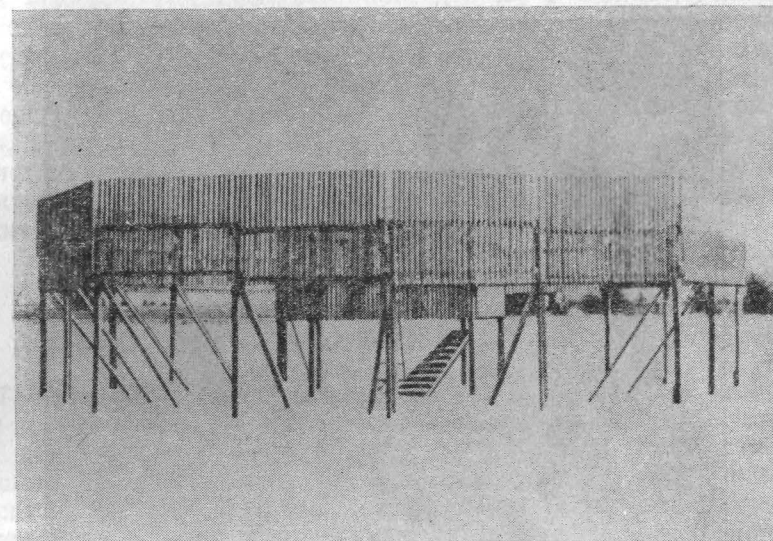


Рис. 6.8. Двухрядный снегозадерживающий забор, используемый для защиты осадкомера Третьякова (СССР).

положены осадкомеры, и изменчивости характеристик снегопадов в изучаемом районе.

В СССР и США разрабатываются и опробываются новые методы улучшения улавливающей способности осадкомеров, расположенных на открытых участках, подверженных ветровой деятельности, например, для защиты осадкомеров от ветра используются двухрядные снегозадерживающие заборы. В СССР применяется двухрядная защита из снегозадерживающих щитов высотой 1,5 м и просветностью 50 %, устанавливаемых вертикально по окружностям радиусом 2 и 6 м вокруг осадкомера Третьякова (рис. 6.8). Осадкомер устанавливается таким образом, чтобы приемное отверстие располагалось на высоте 3 м над поверхностью Земли; нижний край щитов наружного ряда устанавливается на высоте 2 м, внутреннего ряда — на высоте 1,5 м. Такая установка предотвращает формирование снежных заносов. По результатам экспериментальных исследований, проведенных в СССР на Валдае, установлено, что ветровая защита такого типа значительно

увеличивает улавливающую способность осадкомеров. При скоростях ветра 3 и 6 м/с осадкомеры с защитой такого типа улавливали 99 и 92 % выпадающего снега, по сравнению с 70 и 40 % при стандартной установке осадкомера.

В США разработана защита Вайоминг для использования на открытых, подверженных ветровой деятельности участках, в пре-

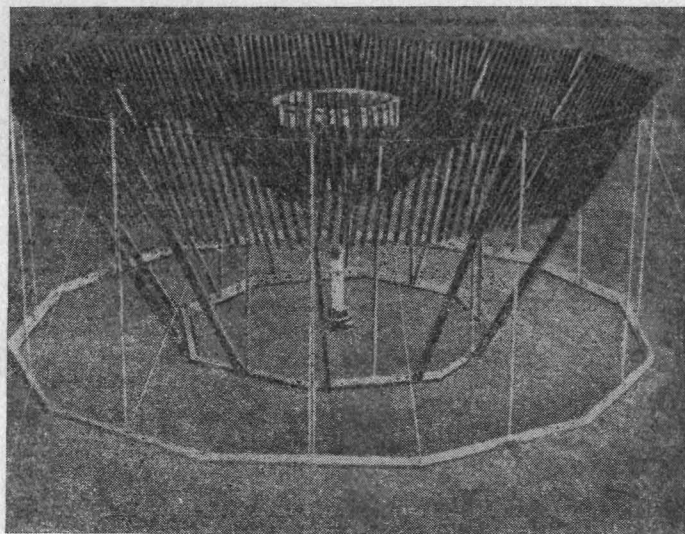


Рис. 6.9. Ветровая защита Вайоминг (США).

делах которых отсутствуют места с естественной ветровой защитой. Защитное сооружение такого типа (рис. 6.9) состоит из двух щитовых заборов с просветностью щитов 50 %, установленных концентрическими кругами диаметром 3 и 6 м вокруг осадкомера. Внутренний ряд щитов наклонен наружу под углом 45° к горизонтальной поверхности, внешний ряд — под углом 60°; оба ряда щитов отклоняют воздушный поток к земле. В работе [116] сообщается, что количество снега, улавливаемого осадкомерами с защитой Вайоминг отличается от количества снега, улавливаемого стандартными осадкомерами на небольших лесных полянах, не более чем на 10 %.

Хамоном [70] предложен эмпирический метод расчета истинного количества осадков по данным наблюдений за осадкомерами, оборудованными ветровой защитой и без нее. Предполагается, что существует следующая зависимость между количеством улавливаемого снега осадкомерами без защиты P_n , осадкомерами с ветро-

вой защитой P_s и действительным количеством выпавшего снега P_a :

$$\ln(P_u/P_a) = B \ln(P_u/P_s), \quad (6.1)$$

где B — эмпирический коэффициент, значение которого зависит от типа применяемого осадкомера и не зависит от скорости ветра и типа осадков. Исследования, проведенные в Канаде, указывают на то, что значения коэффициента зависят также от температуры воздуха. По результатам исследований, проведенных в юго-западной части штата Айдахо с универсальным регистрирующим осадкомером, укомплектованным жесткой скрепленной защитой Альтера, значение коэффициента B равнялось 1,70. Согласно [115], расчет истинного количества свежеснежавшего снега может производиться также по данным осадкомеров со свободно закрепленной защитой Альтера.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА СВЕЖЕВЫПАВШЕГО СНЕГА

Точечные измерения осадков служат в качестве основных данных для проведения пространственного анализа. Даже в том случае, когда имеется возможность получения абсолютных значений толщины свежеснежавшего снега в точке, такая информация репрезентативна для очень ограниченного участка, размеры которого зависят от длительности периода снегонакопления, однородности физико-географических условий в данной местности, локальной топографии и характера процесса выпадения осадков. Точечные измерения толщины свежеснежавшего снега могут использоваться для пространственной оценки толщины снега на обширных площадях в том случае, если период аккумуляции продолжителен, местность слабо расчленена, снегопады устойчивы и метелевый перенос незначителен. И наоборот, при непродолжительной аккумуляции в условиях пересеченной местности снегопады сопровождаются выпадением осадков в жидком виде (что характерно для снегопадов «озерного эффекта»), поэтому точечные измерения в достаточной степени достоверно будут характеризовать толщину снега лишь на относительно небольших площадях.

Пространственное распределение снежного покрова можно изучать методами радиолокации. Уилсон [144] указывает, что радиолокация может использоваться для вычисления снегозапасов приблизительно с той же точностью, что и при измерении количества выпавших жидких осадков, если при вычислениях учитывается эмпирически определяемая поправка на дальность. Эксперименты, проводившиеся в рамках Международного года полевых исследований Великих озер, показали, что при дальности не более 50 км от 80 до 90 % радиолокационных оценок снегозапасов (корректи-

ровавшихся по дальности для каждого типа снегопада) отличались не более чем в 2 раза от результатов, получаемых при снятии показаний осадкомеров [145].

Радиолокационные измерения характеристик снегопадов связаны с большими трудностями, чем измерения характеристик дождей. Охтак и Хенми [104] сообщают, что зависимость между радиолокационной отражаемостью снежинок z , измеренной радиолокатором, и интенсивностью снегопада R зависит от типа кристаллов (табл. 6.6). Когда информация о типе снежинок конкретного сне-

Таблица 6.6

Зависимость между z и R для различных форм кристаллов

Град	$z = 320R^{1,6}$
Снежная крупа	$z = 900R^{1,6}$
Снежинки [104]	
пластинки и столбики	$z = 400R^{1,6}$
иглы	$z = 930R^{1,9}$
звезды	$z = 1800R^{1,5}$
пространственные дендриты	$z = 3300R^{1,7}$
Снег [112]	
сухой ($\bar{T} < 0^\circ\text{C}$)	$z = 1050R^2$
влажный ($\bar{T} > 0^\circ\text{C}$)	$z = 1600R^2$

Примечание. $\bar{T}$ — средняя температура воздуха.

гопада отсутствует, предлагается использовать зависимость $z = 1780 R^{2,21}$ [118]. Пухакка [112] считает, что точность радиолокационных измерений количества выпавшего снега также существенно зависит от температуры воздуха (см. табл. 6.6).

Результаты экспериментов в рамках Международного года полевых исследований Великих озер дают основание утверждать, что радиолокационные измерения имели большую точность при наблюдении крупномасштабных снегопадов, при которых выпадение снега происходит преимущественно на высотах более 2 км, чем при наблюдении мелкомасштабных снегопадов «озерного эффекта».

В районах с расчлененным рельефом холмы и горы затрудняют обзор и способствуют возникновению помех. Это обстоятельство существенно мешает использованию методов радиолокации в горных районах.

В данные радиолокационных наблюдений необходимо вводить эмпирические поправки на дальность в зависимости от типа снегопада и неоднородности заполнения отражающего объема. Точность

радиолокационных оценок может быть повышена путем корректировки результатов с данными эталонных осадкомеров [108, 146]. В общем случае радиолокатор используется для определения пространственного распределения осадков, а данные эталонных осадкомеров позволяют получить абсолютные значения толщины свежеснежного покрова. Точность радиолокационных наблюдений, выполненных таким способом, зависит от типа снегопада, расстояния между радиолокационной станцией и каждым эталонным снегомером, а также от физико-географических условий.

Создание осадкомерной сети

До тех пор пока новые методы определения пространственного распределения осадков не будут полностью разработаны и опробованы, точечные наблюдения останутся основным источником информации. Поскольку точечные наблюдения позволяют с достаточной достоверностью оценивать пространственное распределение осадков, необходимо теоретическое обоснование создания осадкомерной сети, в частности числа осадкомерных точек и расстояний между ними. Эти требования должны соответствовать задачам исследований и запросам потребителей. В Канаде, как и в большинстве других стран, национальная сеть имеет многоцелевой характер и поэтому не предназначена для обеспечения детальной информацией исследований, имеющих специфические задачи. Развитие этой сети происходило главным образом в соответствии с общественными запросами и потребностями воздушного флота и определялось наличием наблюдений (плотностью населения), доступностью местности и экономическими факторами (в частности, государственной финансовой политикой) [124]. Статистические характеристики снегопадов, получаемые в результате деятельности национальной осадкомерной сети, представляют собой очень ценную информацию, однако она репрезентативна только для ограниченных территорий, окружающих осадкомерные станции.

Характеристики снегопадов по данным региональных осадкомерных сетей оперативно используются при прогнозировании погоды и выдаче штормовых предупреждений, прогнозировании схода лавин, планировании транспортных операций и рекреационной деятельности, а также при разработке гидрологических прогнозов. Сезонные данные используются также при проведении самых разнообразных региональных исследований, касающихся сельского хозяйства, экологии, климатологии и гидрометеорологии. Характеристики региональных сетей зависят от целей и задач индивидуальных исследований и часто определяются физико-географическими условиями региона. Например, в работе [51] были рассмотрены два равных по площади района, характеризующихся

равномерным распределением осадкомерных станций. Как показал анализ, пять станций в районе Валдайской возвышенности дают приблизительно такую же относительную ошибку при определении среднего количества осадков, что и 20 станций на Украине. Ошибка в определении осредненного пространственного распределения осадков относительно медленно увеличивается с увеличе-

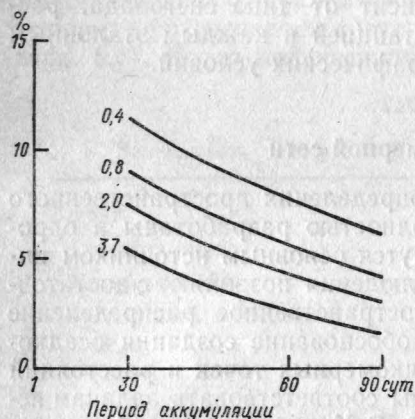


Рис. 6.10. Отношение (%) средней ошибки определения пространственного распределения зимних осадков южного Саскачевана к ошибке, получаемой при плотности осадкомерной сети в 8 станций на 25 000 км².

Цифры у кривых — плотность сети, т. е. число станций на площади 25 000 км².

25 000 км²; значения абсолютной ошибки уменьшаются с увеличением плотности сети и периода аккумуляции. Средняя плотность сети осадкомерных станций в Канаде составляет лишь 7 станций на 25 000 км², т. е. в 6 раз меньше, чем в США; к тому же более чем для половины территории Канады плотность сети не превышает двух станций на 25 000 км².

Другой метод пространственного анализа основан на использовании регулярной сетки [34, 43, 121, 122]. Этот метод обеспечивает хранение, обработку и графическое отображение информации о физических, метеорологических, гидрологических и иных характеристиках изучаемого района. На каждый квадрат сетки наносятся данные об осадках (обычно месячные, годовые или фоновые значения), а также соответствующая физико-географическая информация, например средняя высота, уклон, экспозиция, расстояние от основного орографического препятствия, высота препятствия. Для квадратов с полным набором данных определяются уравнения регрессии, связывающие осадки с физико-географическими условиями. Затем уравнения регрессии используются для

расчета количества осадков в тех квадратах, на территории которых отсутствуют наблюдательные станции.

На водоразделах или в субрегиональном масштабе исследователь при решении специфических задач может либо создавать новую сеть осадкомерных станций, либо модернизировать уже существующую. Фергюсон и Сторр [44] считают, что при проектировании эффективной осадкомерной сети необходимо иметь ответы на следующие вопросы.

1. Каковы задачи исследований? Для каких целей будут использоваться данные?

2. Какие данные необходимы для решения задачи исследования? Какие требования предъявляются к временному разрешению и точности?

3. Какие из имеющихся в наличии приборов наилучшим образом подходят для сбора интересующих данных? Какова должна быть точность точечных наблюдений?

4. Какова необходимая плотность сети? Насколько репрезентативна для окружающей местности проектируемая осадкомерная сеть?

5. Каковы финансовые и трудовые ресурсы?

Ответы на эти вопросы меняются от бассейна к бассейну и от района к району. В тех районах, где снег залегают в течение продолжительного времени, планирование, развитие и обеспечение функционирования сети сопряжено с трудностями [44, 46, 105]. Для большого числа районов характерны одни и те же трудности: удаленность, суровый климат, далеко не идеальные условия для размещения осадкомерных станций, высокая стоимость функционирования сети, непригодность приборов и инструментов для проведения эффективных и точных наблюдений в экстремальных условиях погоды, слабое развитие существующей сети станций. Учитывая указанные проблемы, на практике необходимо находить определенные компромиссные решения; например, в горных районах осадкомерные станции обычно устанавливают в долинах, хотя большая часть территории лежит на больших высотах.

Точечные измерения толщины снежного покрова

Наиболее просто толщина свежеснежного покрова измеряется с помощью снегомерной рейки или аналогичным образом градуированного щупа, которые пробивают толщу снега до поверхности грунта. При определении репрезентативной толщины снега таким способом на открытой местности возникают существенные затруднения, поскольку снежный покров подвержен метелевому переносу и перераспределению; кроме того, ледяные корки в толще снега могут воспрепятствовать проникновению рейки до подстилающего

грунта. На каждой наблюдательной станции проводится ряд измерений, и полученные данные осредняются.

В удаленных районах могут использоваться стационарные снегомерные или авиадистанционные рейки, предназначенные для проведения аэровизуальных наблюдений. Толщина снега по таким рейкам отсчитывается с удаленных наземных пунктов или с борта самолета при помощи бинокля или подзорной трубы. Снегомерные рейки для проведения аэровизуальных наблюдений представляют собой вертикальные штанги длиной до 8 м в зависимости от максимальной толщины снежного покрова с горизонтальными поперечинами, закрепленными на фиксированных высотах и развернутыми определенным образом относительно точки наблюдений. В работах [97, 136] детально рассматриваются конструкции и правила установки снегомерных реек для проведения аэровизуальных наблюдений.

Наземные и авиадистанционные рейки сами по себе не обеспечивают получение информации о снегозапасах.

ИЗМЕРЕНИЕ ВОДНОГО ЭКВИВАЛЕНТА СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Весовые измерения

Водный эквивалент снежного покрова представляет собой толщину слоя воды, образующейся в результате растапливания снежного покрова. Стандартный метод измерения водного эквивалента заключается в измерении массы образцов снега, извлеченных из снежного покрова с помощью снегоотборника. Этот метод служит в качестве основы для проведения снегомерных съемок — стандартной процедуры, принятой в ряде стран для определения водного эквивалента снежного покрова.

Снегомерные подушки

Снегомерные подушки похожи на большие надувные матрацы, наполненные незамерзающей жидкостью. В зависимости от веса снега, лежащего на подушке, гидравлическое давление жидкости меняется, что и регистрируется манометром и датчиком давления. Такой метод позволяет производить измерения водного эквивалента ненарушенного снежного покрова.

Подушки могут быть различной формы, размеров и изготовляться из разнообразных материалов. Наиболее широко применяются восьмиугольные и круглые подушки; однако точность измерений не зависит от их формы. В качестве материалов для изго-

товления подушек применяют бутилкаучук, неопренкаучук, обычную и нержавеющую тонколистовую сталь, а в качестве наполнителей — незамерзающие смеси метилового спирта с водой или водный раствор метанол-гликоля с удельной плотностью 1,0 [86].

Бартон [13] рекомендует следующие минимальные размеры подушек для измерения водного эквивалента снега: 3,7 м² для вод-

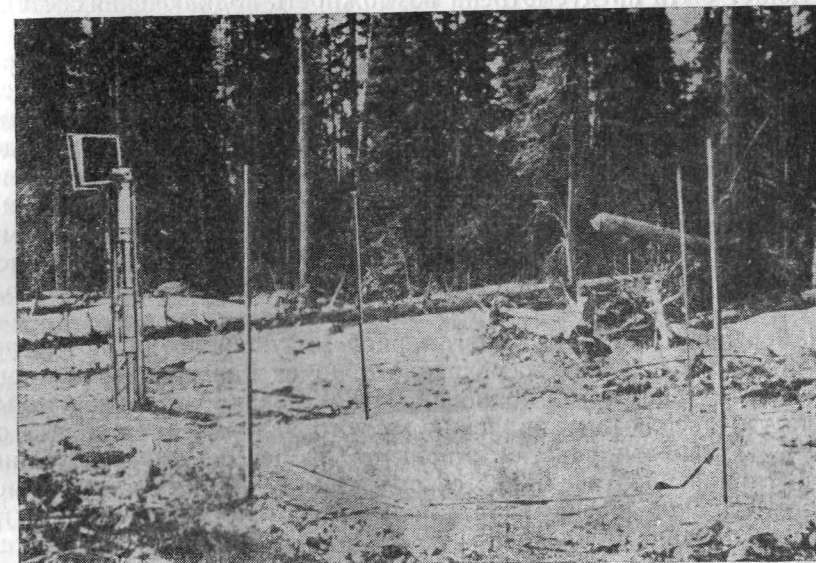


Рис. 6.11. Установка снегомерной подушки. (Фотография печатается с разрешения Министерства окружающей среды Британской Колумбии.)

ного эквивалента менее 750 мм; 5,6 м² — для 750—1270 мм; 7,4 м² — для 1270—1900 мм и 11,2 м² — для более 1900 мм. Чаще всего для измерений вполне приемлемы подушки диаметром 3,66 м, однако следует учитывать, что подушка небольших размеров в глубоком снежном покрове будет показывать большие значения давления и, следовательно, завышать значения снегозапасов [15].

Тип установки определяется также доступностью изучаемого участка. Большие подушки громоздки и требуют большого объема антифриза, при транспортировке которого могут возникнуть затруднения. Вместо этого в настоящее время широко применяются небольшие, легко транспортируемые металлические подушки размером 1,22 м × 1,52 м, которые могут соединяться между собой [138].

На рис. 6.11 показана типичная установка снегомерной подушки. Дэвис и Кокс в [31] детально рассматривают относительные достоинства различных типов подушек в зависимости от их

конструкции, материалов и наполнителей и дают рекомендации по их правильной установке, обеспечению и обслуживанию.

В качестве измерительного устройства в снегомерной подушке наиболее часто употребляется манометр — обычно прозрачная пластиковая трубка, устанавливаемая вертикально и имеющая шкалу, с помощью которой отсчитывается давление. В конструкции может быть предусмотрена возможность подключения системы сбора информации и регистрации ее на месте и (или) передачи по каналам связи, что позволяет проводить непрерывные измерения толщины снега, используя цифровую или графическую регистрацию положения поплавка в цилиндрическом резервуаре. Однако в этом случае следует вводить поправки к поправкам наблюдений для учета изменения плотности раствора. Изменения давления в подушке могут регистрироваться также датчиком давления, выходной сигнал которого поступает в телеметрическую систему. Датчик должен обладать повышенной чувствительностью, малой инерционностью и способностью работать в экстремальных погодных условиях.

Измерения с помощью снегомерной подушки позволяют получить точечные значения осредненного по ее поверхности водного эквивалента снежного покрова. Использование таких данных в качестве абсолютных значений водного эквивалента зависит от репрезентативности участка. Характер процессов снегоотложения и снеготаяния идентифицируется по форме кривых на лентах самописцев, однако информация, получаемая таким способом, не всегда достоверна. В условиях мощного снежного покрова подушкам меньшего размера требуется больше времени для индикации значительных количеств свежеснежавшего снега. Такое запаздывание может приводить к ошибочной оценке распределения осадков по времени в течение одного снегопада. Сторр (личное сообщение) и Тарбл [130] информируют о том, что период запаздывания может составлять от 5 ч (подушки диаметром 3,66 м) до 10 сут (подушки диаметром 1,5 м) в одних и тех же условиях. Чередование процессов таяния и замерзания или выпадение дождей в промежутках между снегопадами могут приводить к формированию прослоек льда и образованию «мостов». В таких случаях измеренный водный эквивалент оказывается меньше фактического. Со временем измеренные значения приближаются к фактическим, хотя это наблюдается далеко не всегда. Эффект снежного моста возникает также при отделении поверхности подушки от вышележащих слоев снега.

Подушки довольно успешно применялись для измерения водного эквивалента маломощного снежного покрова, в котором практически не наблюдается образования мостов [78]. Сообщается также, что снегомерные подушки позволяют приблизительно оценивать ежедневную убыль снежного покрова в период снеготаяния. Однако при маломощном снежном покрове большие амплитуды суточного хода температуры могут вызывать сжатие или расширение жидкости в подушке, что приводит к неверной индикации характера процессов снегонакопления или снеготаяния. В условиях мощного снежного покрова горных районов суточный ход температур не играет существенной роли, за исключением начала и конца периода залегания устойчивого снежного покрова.

Радиоизотопные снегомеры

В течение последних 25 лет предпринимались последовательные попытки использовать радиоизотопы для измерения характеристик снежного покрова, и лишь последние достижения науки и техники обеспечили существенное улучшение конструкции и функционирования снегомеров такого типа. Радиоизотопные снегомеры позволяют определять водный эквивалент снежного покрова и (или) профиль плотности толщи снега. Измерения проводятся в ненарушенном снежном покрове, а результаты измерения могут регистрироваться на месте или передаваться по телеметрическим системам связи. Большая часть снегомеров, в частности снегомеры с искусственными источниками радиоактивности, работают в жестко закрепленном положении и позволяют проводить лишь точечные измерения. Переносные снегомеры такого типа в настоящее время разрабатываются и испытываются [153]. Почти все системы работают на принципе поглощения радиации водой, снегом и льдом; образец помещается между излучателем радиации и детектором. Как и при использовании других методов наблюдений, от выбора репрезентативного участка зависит, можно ли будет интерпретировать и использовать точечные измерения для пространственных обобщений.

Снегомеры ранних конструкций, измерявшие только суммарный водный эквивалент, состояли из источника радиации ^{60}Co или ^{137}Cs , устанавливавшегося на поверхности Земли, и счетчика Гейгера—Мюллера, располагавшегося над ним на высоте, превышающей ожидаемую максимальную толщину снега. В процессе снегонакопления количество сигналов уменьшается пропорционально увеличению водного эквивалента снежного покрова. В процессе модификации системы изменилось положение источника и детектора, счетчик Гейгера—Мюллера был заменен сцинтилляционным детектором. Позднее для измерения снежного покрова толщиной до 150 см, водный эквивалент которого составлял до 500 мм, успешно применялся снегомер, состоящий из источника

(уран естественного происхождения) в форме кольца и штанги с детектором внутри кольца [98].

Стационарный радиоактивный снегомер позволяет определить суммарный водный эквивалент и среднюю плотность снежного покрова, а также наблюдать с достаточно высокой точностью за перемещением влаги и изменением плотности, происходящими со временем в толще снега [120]. Стационарный снегомер состоит из двух параллельных вертикальных труб, удаленных на расстояние 66 см одна от другой. Трубы устанавливаются на цементное основание вровень с поверхностью Земли, а высота их должна превышать ожидаемую максимальную толщину снежного покрова.

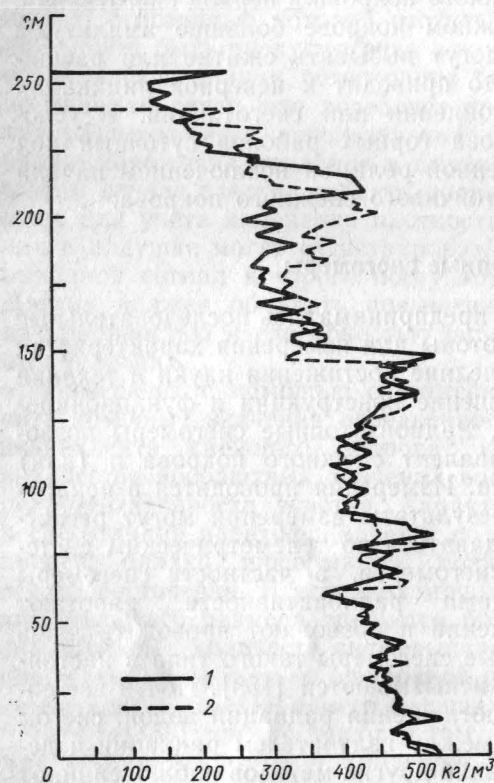


Рис. 6.12. Вертикальный профиль плотности снега (кг/м^3) на незалесенном участке в районе расположения Лаборатории снега Центральной Сьерры по данным стационарного снегомера [135].

1) 5 марта 1974 г., 2) 15 марта.

Источник гамма-излучения (обычно 5 милликюри ^{137}Cs) опускается в одну трубу, а детектор гамма-излучения (кристалл иодида натрия) с фотоумножителем — в другую. Источник и детектор опускаются на одинаковую глубину от поверхности снежного покрова, после чего производится измерение. Вертикальный профиль плотности получается путем проведения последовательных измерений через 2-сантиметровые интервалы по высоте.

Стационарный снегомер, описанный в работе [120], позволяет определять профиль снега со скоростью 30 см/мин, обеспечивая измерение плотности горизонтальных слоев снега (между источником и детектором) с интервалом в 1,3 см и погрешностью 1 %. С помощью этой системы оперативно распознаются тонкие линзы льда и резкие изменения плотности снега (рис. 6.12). Регистрируются также изменения профиля плотности снежного покрова,

связанные с процессом снеготаяния и уменьшением высоты поверхности снега. Лимперт и Смит [82] считают целесообразным использование профильных снегомеров для получения информации о количестве и интенсивности жидких осадков, выпадающих на снежный покров, при условии, что измерения проводятся до фильтрации воды из снежной толщи, о количестве свежеснеговывпавшего снега, интенсивности снеготаяния и изменении влагосодержания грунтов. Информация о распределении плотности, а также о количестве и интенсивности накопления свежеснеговывпавшего снега особенно важна в снеголавинных исследованиях [5].

К настоящему времени опробовано несколько типов профильных снегомеров, различающихся по конструкции и режиму работы. В одной из модификаций в качестве источника используется ^{60}Co , излучение которого меньше ослабляется водой по сравнению с ^{137}Cs , и счетчик Гейгера—Мюллера, что обеспечивает лучшую стабильность показаний снегомера, вне зависимости от перепада температуры [5].

В другой конструкции используется модульный принцип комплектования снегомера для измерения водного эквивалента в дискретных зонах с интервалами в 75 и 150 см. Такая конструкция позволяет проводить измерения суммарного водного эквивалента и приблизительно оценивать распределение плотности по вертикали [98, 119]. Преимущество снегомеров такого типа заключается в отсутствии движущихся узлов прибора, в меньших затратах энергии и в простоте их установки на местности.

Блинкоу и Доминэй [21], а также Янг [153] сообщают о разработке и испытании портативного профильного снегомера, имеющего один щуп, в который вмонтирован газообразный источник излучения ^{85}Kr и детектор Гейгера—Мюллера. Щуп опускается внутри трубы в снежный покров, после чего производится измерение плотности снега по соотношению излучаемой и отражаемой гамма-радиации. Хотя с помощью такого снегомера можно производить измерения средней плотности снежного покрова с большой точностью, его недостаточное разрешение (5 см) не позволяет проводить идентификацию тонких ледяных линз. Тем не менее такой метод представляет собой практическую альтернативу проходке глубоких снежных шурфов, к тому же портативность прибора позволяет переходить к пространственным оценкам вариаций плотности и водного эквивалента снежного покрова. В настоящее время продолжаются работы по модификации приборов с целью повышения точности полевых измерений.

Естественная гамма-радиация: съемка с поверхности земли

Снег, вода и лед поглощают гамма-излучение вне зависимости от того, испускается ли оно искусственным источником, или излучается естественными радиоактивными элементами, находящимися

в земле. Гамма-съемка может состоять из точечных измерений на удаленных участках [19, 20], серии точечных измерений или выбранного маршрута [83]. Оборудование включает в себя портативный спектрометр гамма-излучения, в котором находится небольшой сцинтилляционный кристалл, позволяющий регистрировать излучение в широком спектре и в трех спектральных диапазонах, соответствующих излучению натрия, урана и тория. Использование такой системы требует предварительного измерения гамма-излучения в точке или по маршруту предполагаемого обследования в отсутствие снежного покрова. Для получения значений снегозапасов необходимо вводить поправки на изменение влажностного содержания верхнего 10—20-сантиметрового слоя грунта, изменение радиационного фона под действием космических лучей, смещение прибора, а также вынос газа радона, являющегося источником гамма-радиации, из атмосферы в процессе выпадения осадков и последующее его накопление в грунте или снежном покрове. Для определения зависимости между показаниями спектрометра и водным эквивалентом, необходимо проведение дополнительных тарировочных измерений водного эквивалента. В качестве эталона при проведении измерений обычно берутся показания весового снегомера. Метод гамма-съемки естественного излучения может использоваться для измерения снежного покрова, водный эквивалент которого не превышает 300 мм. При учете соответствующих поправок погрешность составляет 20 мм. Преимущество данного метода по сравнению с методом, основывающимся на использовании искусственного источника радиации, заключается в отсутствии опасности радиоактивного облучения.

СНЕГОМЕРНАЯ СЪЕМКА

Снего съемки проводятся по маршрутам через равные промежутки времени; в каждом снегопункте определяются толщина, осредненная по вертикали плотность снега и снегозапас. Снегомерный маршрут представляет собой постоянно закрепленный на местности маршрут, на котором проводятся снего съемки. В 1977 г. на всей территории Канады насчитывалось более 1500 сетевых снегомерных маршрутов, т. е. приблизительно столько же, сколько их насчитывается в 11 западных штатах США.

Задачи снего съемок

Развитие сети снегомерных наблюдений, а также повторяемость и точность соответствующих измерений должны определяться задачами исследований. Значительное число снегомерных маршрутов организуется с целью определения фоновых значений снегоза-

паса и прогнозирования объемов весеннего стока. Данные снего съемок широко применяются и в других гидрологических исследованиях, а также в исследованиях, связанных с сельским хозяйством, экологией, транспортом, рекреацией и инженерным строительством. До начала организации снегомерного маршрута необходимо решить, нужны ли данные об индексе¹ или же об абсолютных значениях водного эквивалента. При получении информации от других организаций следует представлять возможности ее использования при решении конкретных задач. В том числе, если необходимы данные об индексе водного эквивалента согласно рекомендациям Мак-Кея [92], оборудование, методика и место расположения снегомерных маршрутов должны быть неизменными в течение всего периода исследований. Если же требуются данные об абсолютном значении водного эквивалента, решающим фактором при организации сети снегомерных наблюдений служит репрезентативность поверхностных и ландшафтных условий участка, которая в свою очередь определяет репрезентативность характеристик снежного покрова. Статистически обоснованные оценки пространственного распределения абсолютных значений водного эквивалента должны включать в себя средние значения ошибок или соответствующую обеспеченность.

Выбор снегомерных маршрутов и создание сети снегомерных наблюдений

Снегомерные маршруты

Традиционные снегомерные маршруты представляют собой ряд закрепленных на местности точек наблюдений, в которых производится измерение толщины и плотности снежного покрова. Длина маршрута и расстояние между точками наблюдений изменяются в зависимости от местных условий и однородности снежного покрова. Например, в холмистых районах длина снегомерного маршрута обычно составляет от 120 до 270 м с расстояниями между точками наблюдений в 30 м. В районах степей и прерий протяженность маршрута может быть несколько большей; измерения плотности снега производятся в точках, расположенных на расстоянии 100—500 м одна от другой, а измерения толщины — в пяти точках, равномерно распределенных по маршруту. Форма снегомерного маршрута в плане может отличаться от прямой линии. Начальная и конечная точки маршрута обычно жестко закрепляются, а промежуточные точки должны иметь хорошую при-

¹ Понятие «индекс» здесь означает отклонение значения снегозапасов (или толщины снежного покрова) от их среднего значения на снегомерном маршруте или в рассматриваемом регионе. (Прим. ред. пер.)

вязку к местности с тем, чтобы при последующих снегомерных наблюдениях измерения проводились в пределах круга радиусом 1 м, центром которого является промежуточная точка. При прокладывании снегомерных маршрутов в районах, для которых имеется небольшое количество статистических данных о снежном покрове, рекомендуется стремиться к получению максимального объема полевых данных, т. е. увеличивать протяженность маршрута и уменьшать расстояние между точками наблюдения.

Выбор участка для снегомерного маршрута

Выбор участка для размещения на нем снегомерного маршрута определяется задачами исследований. Информация в виде индекса исследуемого параметра должна удовлетворять единственному условию: хорошо коррелироваться с абсолютным значением параметра. Однако довольно часто предпринимаются попытки связать средние значения измеренных характеристик со значениями пространственных характеристик снежного покрова для близлежащих и часто обширных районов или территорий, имеющих сходные растительный покров и рельеф. При прокладывании снегомерных маршрутов следует придерживаться нескольких общих правил.

1. Участок для снегомерного маршрута должен обеспечивать сопоставимость результатов в течение достаточно продолжительного периода времени. Следует избегать районов, в пределах которых может меняться характер землепользования, например районы лесозаготовок. Постоянство местных условий и продолжительность наблюдений являются решающими факторами при выборе маршрута.

2. Участок снегомерного маршрута должен находиться в пределах досягаемости пешехода, лыжника или транспортного средства.

3. Отдельные точки снегомерного маршрута должны быть достаточно удалены от поверхностных неоднородностей, таких как валуны, поваленные деревья или кустарник, и никогда не должны располагаться на участках, подверженных затоплению или подпружиниванию в период снеготаяния.

4. Маршруты предпочтительнее прокладывать на местности с незначительным уклоном; следует избегать крутых склонов, поскольку перемещение снежного покрова по склону искажает результаты наблюдений.

5. При прокладывании маршрутов следует избегать участков, на которых предполагается проведение снегоуборочных работ.

Выбранный маршрут должен быть правильно размечен и закартирован; необходимо составить его описание. В некоторых регионах снегомерные работы осуществляются силами нескольких организаций, поэтому крайне важно иметь исчерпывающую доку-

ментацию при необходимости проведения сравнительного анализа данных. Фергюсон, Гудисон и Файндлей [40, 47, 52] предлагают методики стандартизации этих процедур.

Данные сети снегомерных маршрутов или специальных снегомерных наблюдений позволяют вычислить среднюю толщину и водный эквивалент снега в пределах исследуемой территории. Точность таких вычислений зависит от степени репрезентативности эталонного участка, характеристики снежного покрова которого определяются в результате минимального, меняющегося в каждом конкретном случае числа наблюдений.

При организации снегомерной службы следует принимать во внимание характер выходных данных: собираемся ли мы получить абсолютное значение снегозапасов во всем бассейне или лишь определить их индекс. В любом случае такие данные должны обеспечивать достоверную оценку пространственного распределения водного эквивалента в пределах бассейна.

Если при прогнозировании весеннего стока нас интересует индекс водного эквивалента, снегомерные маршруты обычно прокладывают на участках, характеризующихся интенсивным снегонакоплением, что облегчает наблюдение за изменением водного эквивалента, в особенности в периоды аккумуляции и абляции. Снегомерные маршруты должны проходить через различные ландшафтные участки бассейна: в лесу и на открытых пространствах, на южных и северных склонах, в различных высотных зонах, поскольку каждый из этих участков может по-разному влиять на сток. При использовании информации в виде индексов очень важно, чтобы ошибки метода и инструментальные ошибки оставались постоянными в течение всего периода наблюдений.

Абсолютные значения водного эквивалента определяются только после того, как проведена оценка инструментальных ошибок, ошибок наблюдения, ошибок, обусловленных степенью репрезентативности участка снегомерного маршрута, а также ошибок, связанных с пространственными вариациями характеристик снежного покрова; последние можно определить лишь после организации сети снегомерных маршрутов. Снежный покров в результате ветровой деятельности постоянно изменяется, что приводит к образованию зон сноса и накопления снега.

Характеристики поверхности местности, ее растительный покров, характер землепользования — важнейшие факторы, определяющие распределение снежного покрова. Берега рек, небольшие водотоки, защитные ограждения и опушки леса обычно служат зонами снегонакопления, в то время как на вершинах холмов, на хребтах и открытых выровненных пространствах чаще всего наблюдается снос снега.

Наилучшие оценки распределения снегозапасов получаются при использовании сети снегомерных маршрутов, выбранных в соответствии с местными условиями рельефа и растительности [3, 35,

56, 125, 126, 152]. Водный эквивалент снега в любой точке определяется толщиной и осредненной по вертикали плотностью снега. В маломощном снежном покрове толщина и плотность снега в достаточной степени независимые параметры. Раздельное измерение толщины и плотности снега ускоряет проведение снегомерных работ, обеспечивая вместе с тем статистически обоснованные расчеты пространственного распределения водного эквивалента в районах с маломощным снежным покровом, таких как прерии. В этих районах временная и пространственная изменчивость плотности значительно меньше, чем изменчивость толщины снега. Дикинсон и Вайтели [35] показали, что среднее квадратическое отклонение при расчете водного эквивалента оказывается наименьшим в том случае, если проведено одинаковое число измерений толщины и плотности снега, и увеличивается при уменьшении числа измерений плотности снега относительно числа измерений его толщины. Согласно [35], при 41 измерении плотности и толщины стандартная ошибка при вычислении водного эквивалента увеличивается в 1,5 раза при уменьшении числа измерений плотности до 10. Однако увеличение стандартной ошибки соответствует лишь 10 %-ному увеличению коэффициента вариации. Результаты этого эксперимента, а также ряда других позволяют прийти к следующему выводу: отношение числа наблюдений за плотностью к числу наблюдений за толщиной снега может быть существенно меньше 1; при этом оценки пространственного распределения водного эквивалента имеют достаточную статистическую обеспеченность. Такая методика проведения наблюдений особенно привлекательна тем, что измерение плотности — более трудоемкий длительный и дорогостоящий процесс по сравнению с измерением толщины снега.

Степпун и Дик [125] показали, что надежность оценок пространственного распределения водного эквивалента по данным снегомерных съемок повышается в том случае, если проведен предварительный анализ ландшафтных характеристик изучаемых бассейнов, в частности поверхностных условий и характера землепользования. Данные, приведенные в табл. 5.7, подтверждают вывод о том, что детализация данных о толщине снега для разных типов ландшафтов позволяет существенно уточнить значения средней толщины и коэффициента вариации в сравнении с результатами, получаемыми без предварительного анализа. Степпун [126] указывает, что эффективность методики определения пространственного распределения водного эквивалента снежного покрова прерий может быть повышена при использовании ландшафтного анализа и понятия о центральной толщине снежного покрова. В этом случае на территории с определенным типом ландшафта сначала проводятся наблюдения за толщиной снега, и по результатам этих наблюдений вычисляется центральная статистическая толщина, например медианная толщина. После этого проводятся

наблюдения за плотностью снега в местах, характеризующихся значениями центральной толщины. Степпун подчеркивает, что эффективность такой методики наблюдений будет зависеть от ряда причин: а) инструментальная ошибка должна быть незначительной по сравнению с ошибкой наблюдений; б) частотное распределение водного эквивалента относительно линии регрессии для центральной толщины должно быть подобно частотному распределению для всех толщин снега; в) полученные в результате наблюдений значения толщины снежного покрова должны отражать фактические значения толщины снега в исследуемом районе.

В настоящее время методика наблюдений с использованием ландшафтного анализа в большинстве стран применяется только в специальных исследованиях, проводимых с целью определения абсолютных значений водного эквивалента снега. Организации и службы, проводящие снегомерные наблюдения для прогнозирования стока, обычно используют стандартные снегомерные маршруты с 5—10 наблюдательными точками; при этом плотность и толщина снега измеряются одинаковое число раз. Поскольку наблюдения проводятся на закрепленных маршрутах, имеется возможность проведения повторных снегосъемок и сравнения полученных в разное время данных.

Методика проведения измерений во время снегосъемок

Оборудование

Стандартное оборудование для проведения снегосъемок включает в себя градуированный цилиндр с режущей нижней кромкой, облегчающей отбор образцов снега, и пружинные весы, оттарированные непосредственно в единицах водного эквивалента и позволяющие взвешивать цилиндр с его содержимым. При изготовлении цилиндров обычно используется алюминий, реже — пластик или стеклопластик. В маломощном снежном покрове используются отборники большого диаметра в виде одиночной трубы; в глубоком снегу применяются отборники меньшего диаметра в виде разъемных труб, что облегчает перенос прибора. Кроме пружинных весов, в комплект прибора входят опорная или поворотная рукоятка, коромысло для взвешивания и набор гаечных ключей для разъединения труб составного отборника. На рис. 6.13 а показан канадский снегомер MSC в комплекте, предназначенный для проведения измерений в маломощном снежном покрове; на рис. 6.13 б показан стандартный Федеральный снегомер, наиболее широко применяющийся в настоящее время в Северной Америке. В табл. 6.7 приводятся основные характеристики снегомеров, используемых в Северной Америке.

В снегомерах любых конструкций внутренний диаметр цилиндра должен быть чуть больше внутреннего диаметра режущей

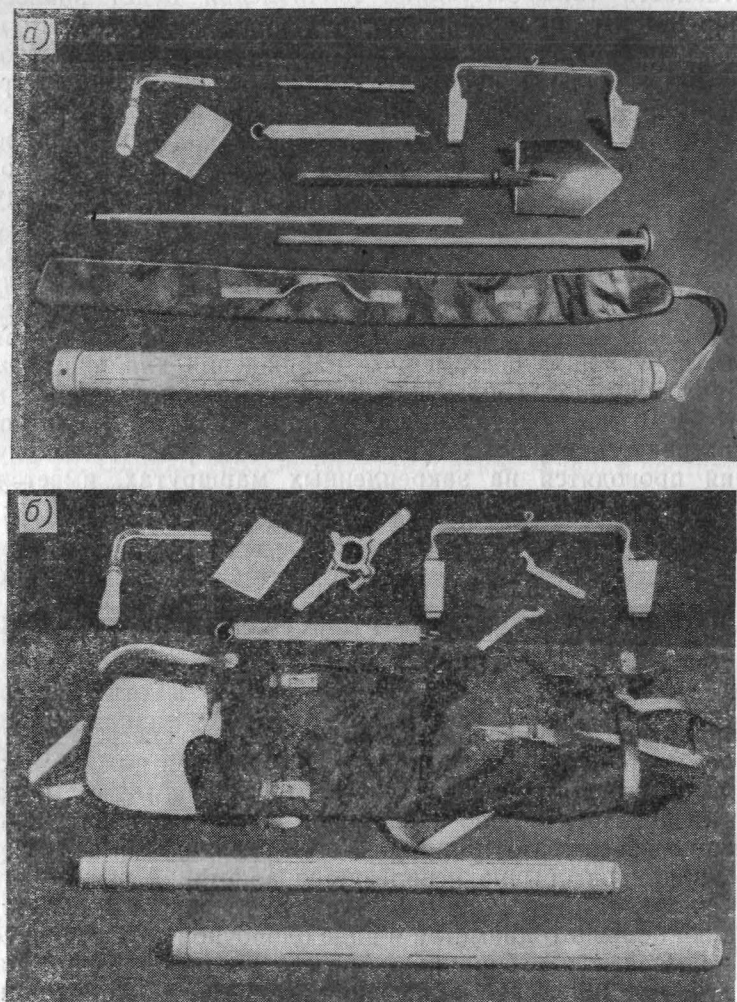


Рис. 6.13. Снегомеры, применяющиеся в Северной Америке.

а — канадский снегомер MSC, б — стандартный Федеральный снегомер.

части с тем, чтобы снежный керн мог свободно подниматься внутри цилиндра. Полировка и вошение внутренних и наружных поверхностей цилиндра способствуют уменьшению трения между снежным керном и внутренней стенкой цилиндра и препятствуют смерзанию снегомера со снежным покровом. Недавние исследования свидетельствуют, однако, о том, что для этого целесообразно ис-

Таблица 6.7
Характеристики снегомеров

Характеристика	Стандартный ¹ Федеральный	Федеральный ²	Боумана L — S ³	Мак-Колла ⁴	Канадский ⁵	Алирондак ⁶
Материал	Алюминий	Алюминий	Пластик или алюминий	Массивный алюминие- вый стакан	Алюминий	Стеклопла- стик
Длина ⁷ цилиндра, см	76,2	76,2	76,2	76,2	109,2	153,7
Внутренний диаметр режущей части, см	3,772	3,772	3,772	3,772	7,051	6,744
Число зубьев	16	8	16	16	16	—
Максимальная возможная толщина снежного покрова, м	>5	>5	>3,5	>5	1,0	1,5
Способность удерживать снежный керн	Есть	Есть	Есть	Есть	Нет	Нет

¹ Стандартный снегомер, используемый на западе США и в Канаде.

² Идентичен стандартному Федеральному, но имеет резец с 8 зубьями.

³ Снегомер экспериментального типа, в оперативную практику пока не вошел; резец имеет чередующиеся режущие и чистящие зубья и может устанавливаться на пластиковый или стандартный алюминиевый цилиндр.

⁴ Используется в плотном снегу или во льду; имеет массивный алюминиевый цилиндр и 5-сантиметровый резец с прямыми зубьями; может внедряться в снег с помощью небольшого скользящего ударника.

⁵ Снегомер с отборником большого диаметра для работы в маломощном снежном покрове; используется Службой охраны атмосферы.

⁶ Снегомер со стеклопластиковым цилиндром большого диаметра; применяется в основном на востоке США; имеет резец из нержавеющей стали; кромка ровная или с мелкими зубьями.

⁷ При конструировании большей части снегомеров в Северной Америке в качестве единицы длины использован дюйм и его десятые части; в приведенной таблице все величины даны в метрической системе.

пользовать сухое силиконовое покрытие на цилиндрах — оно более эффективно и долговечно.

Пластиковые и стеклопластиковые цилиндры снегомеров, а также массивные алюминиевые стаканы имеют преимущество

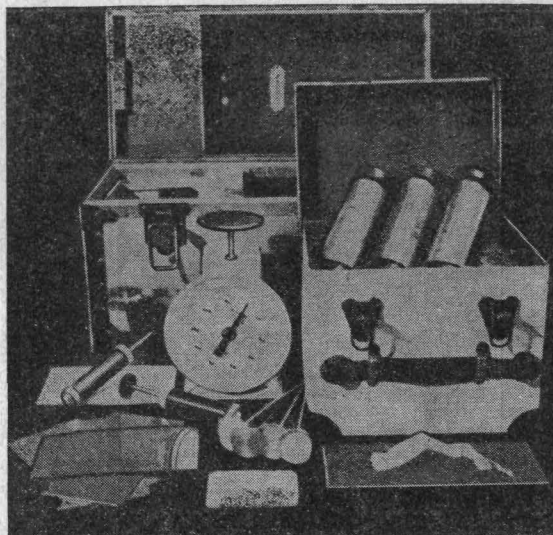


Рис. 6.14. Снегомер CRREL.

перед алюминиевыми тонкослойными стаканами, поскольку теплообмен в них идет с меньшей скоростью в условиях резкого различия температур воздуха и снега и уменьшается вероятность смерзания цилиндра со снегом в процессе отбора проб. Цилиндры снегомеров чаще всего имеют узкие отверстия или прорезы, с помощью которых визуально определяется длина снежного керна. Прорезы и отверстия облегчают проведение измерения и удаление отработанных кернов снега. Однако постоянное вращение цилиндра при отборе проб из плотного снега может приводить к заполнению отборника снегом через прорезы.

Режущие части снегомеров сконструированы таким образом, что отбор проб может проводиться в самых разных типах слоистых снежных толщ, состоящих из снежных досок, ледяных прослоек и т. д. Режущая часть должна быть достаточно острой для того чтобы проникать в ледяные слои с минимальным усилием, а также во избежание смятия слоев снега и попадания его избыточного количества в отборник. Режущая часть должна также брать небольшой керн грунта, способствующий удержанию образца снега в пробоотборнике. Снегомеры с цилиндрами небольшого диаметра лучше удерживают образцы снега по сравнению со снегомерами, рассчитанными на маломощный снежный покров.

Если в задачи исследования входит определение плотности отдельных слоев снега, а не осредненной по вертикали, измерения могут проводиться с использованием снегомера CRREL. Он представляет собой цилиндр из нержавеющей стали объемом 500 см³ с одной режущей гранью. После отбора образца снега на цилиндр с двух сторон надеваются резиновые крышки, что исключает высыпание снега в процессе взвешивания (рис. 6.14).

Испытание различных модификаций стандартных снегомеров и их режущих частей продолжается с целью повышения эффективности работы снегомеров в различных условиях [38].

Порядок проведения измерений

Цилиндр снегомера заглубляется вертикально в снег под действием постоянного направленного вниз усилия. Медленное вращение облегчает заглубление цилиндра и прохождение тонких ледяных слоев. При отборе проб из ледяных слоев притертой корки вблизи грунта могут потребоваться значительные усилия на направляющую рукоятку и быстрое вращение цилиндра. Проникновение до грунта помогает избежать высыпания образца снега из отборника; слои грунта или дерна в режущей части свидетельствуют о сохранности образца снега. Наблюдения за длиной снежного керна позволяют оперативно оценивать толщину исследуемого слоя. В процессе отбора образца снега происходит его уплотнение, и степень уплотнения зависит от характеристик снега. При заглублении цилиндра может происходить заклинивание керна или смерзание снега с внутренними стенками отборника. В этом случае следует очистить цилиндр и взять новую пробу снега. Примерзание снега обычно наблюдается в условиях, когда температура снега ниже 0 °С, а температура воздуха выше 0 °С. После отбора удовлетворительного образца снега происходит его взвешивание вместе с цилиндром на пружинных весах, показывающих значения в единицах водного эквивалента. Для получения истинного значения водного эквивалента из полученного значения вычитается масса цилиндра.

При изучении маломощного снежного покрова более точным и менее трудоемким способом оказывается укладывание каждого отобранного образца снега в пластиковый пакет и последующее взвешивание в лабораторных условиях на рычажных весах [23, 57] или же сбор всех проб в единый образец [7]. Методика сбора единого образца обеспечивает получение осредненных по маршруту значений плотности и водного эквивалента снежного покрова.

Плотность снега определяется как отношение водного эквивалента к толщине снега. Среди этих трех характеристик плотности снега имеет наименьшую пространственную изменчивость.

Более детальная информация о рекомендуемом порядке проведения снегомерных наблюдений приводится в работах Службы охраны почв США, Службы охраны атмосферы и Всемирной метеорологической организации [7, 136, 150].

Точность измерений весовыми снегомерами

Данные снегосъемок могут использоваться для прогнозирования объема весеннего стока и для расчета индексов толщины и водного эквивалента снежного покрова. Точность других наблюдений за снегом, как наземных, так и дистанционных, обычно оценивается в сравнении со снегомерными наблюдениями с использованием весовых снегомеров, которые как считают, наиболее точно отражают действительное значение водного эквивалента снежного покрова. По этой причине необходимо иметь представление об особенностях разных моделей снегомеров и ошибках, возникающих при работе с каждой моделью.

В работе [147] описаны испытания различных моделей снегомеров и сопутствующего оборудования. Наблюдения, проводившиеся с помощью Федерального снегомера в глубоком снежном покрове, водный эквивалент которого превышал 250 мм, показали, что небольшая относительная ошибка была обусловлена следующими факторами: отклонением значений внутреннего диаметра в отдельных точках режущей части; изменением точности шкалы под действием перепада температуры воздуха; субъективностью наблюдателя при снятии показаний. При одном и том же отклонении внутреннего диаметра относительная ошибка в маломощном снежном покрове больше, чем при измерении в глубоком снегу, поэтому в первом случае требуется более точная калибровка пружинных весов и более тщательное снятие показаний. В условиях маломощного снежного покрова рекомендуется применять снегомеры с цилиндрами большого диаметра с целью увеличения объемов образцов и уменьшения ошибки измерения.

В табл. 6.8 [57, 147] приведены значения ошибок определения водного эквивалента снежного покрова различной толщины и плотности при использовании разных снегомеров. Значения ошибок найдены по результатам сопоставления с эталонными данными, полученными в процессе взвешивания. Испытания снегомеров проводились следующим образом. Сначала с опытной площадки отбирался образец снега с помощью снегомера, а затем весь снег с площадки сгребался и взвешивался с целью определения водного эквивалента. Данные, приведенные в таблице, указывают на завышение большинством снегомеров истинного значения водного эквивалента. Ошибка измерения в значительной степени определяется способностью отборника вырезать и удерживать образец снега. В работе [147] сделан вывод о том, что завышение значений Федеральным снегомером обусловлено кон-

Таблица 6.8

Сравнительные характеристики снегомеров по результатам N испытаний, проведенных в районе Онтарио [57] (А), на Аляске [147] (Б) и в г. Хедде, Онтарио, [147] (В) при разных диапазонах изменения водного эквивалента Q и плотности снега ρ

Снегомер	Ошибка, %	Среднее значение, %
А: $Q=12...180$ мм; $\rho=140...408$ кг/м ³ ; $N=11$		
Стандартный Федеральный	-0,3... 12,4	4,6
Федеральный ($L-S$)	-2,0... 18,5	10,3
Боумана ¹	-5,0... 10,3	3,5
Мак-Колла	-3,0... 5,8	0,3
Адирондака ²	-9,1... 4,1	0,0
Канадский MSC	-1,8... 13,0	6,0
Б: $Q=66,8...82,3$ мм; $\rho=151...171$ кг/м ³ ; $N=5$		
Стандартный Федеральный	3,0... 11,4	8,2
Федеральный (без прорези)	7,5... 13,9	10,0
Боумана ³	-1,5... 7,1	4,1
Адирондака	-3,9... 8,0	1,9
CRREL	-0,6... 13,3	7,1
В: $Q=214,1...2169,2$ мм; N указано в скобках		
Стандартный Федеральный	6,8... 12,3 (7)	10,5
Федеральный ($L-S$)	8,0 (1)	
Федеральный с заточенной режущей частью ⁴	3,7... 4,6 (2)	
Боумана ³	-0,6... 1,8 (2)	
Розена	0,6... 6,4 (5)	3,8
Адирондака ⁵	-0,4... 2,8 (3)	

¹ Использован алюминиевый цилиндр.

² Проведено 7 испытаний.

³ Использован пластиковый цилиндр.

⁴ Стандартный Федеральный снегомер с резцом из 16 заточенных зубьев.

⁵ Похож на снегомер Мак-Колла, но имеет резец с 8 зубьями.

структивными особенностями режущей части, которые обеспечивают попадание больших объемов снега в цилиндр, чем позволяет его внутренний диаметр. Биндон [18] указывает на важность заточки зубьев отборника для получения чистого среза с внутренней стороны режущей части.

В соответствии с результатами испытаний, Федеральный снегомер с хорошо заточенной режущей частью может использоваться во всех типах снежного покрова и при любых его толщинах. Снегомер Адирондака также обеспечивает достаточную точность и небольшой разброс показаний в том случае, если в снежном покрове отсутствуют ледяные корки, затрудняющие отбор образцов. Канадский снегомер MSC удовлетворительно работает

в маломощном снежном покрове прерий и степей. В настоящее время североамериканскими агентствами проводятся совместные исследования в рамках программы Западных конференций по снегу с целью разработки на основе метрической системы стандартного снегомера, способного работать как в маломощном, так и в глубоком снегу, чтобы обеспечить получение достоверных результатов [38].

СРАВНЕНИЕ НАЗЕМНЫХ МЕТОДОВ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ

В ходе любого исследования встает вопрос о целесообразности применения того или иного метода наблюдения для определения

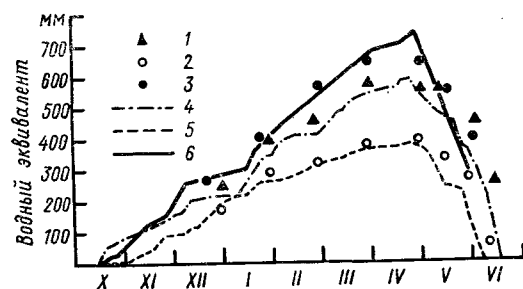


Рис. 6.15. Сравнение данных, полученных в результате маршрутных снегомерных наблюдений (1—3) и измеренных с помощью снегомерной подушки (4—6) в районе Мак-Брайда, Британская Колумбия.

1, 4 — 1974 г., 2, 5 — 1975 г.,
3, 6 — 1976 г.

точечного значения или пространственного распределения снегозапаса. Выбор метода зависит от задач исследования и способа использования данных, требуемого периода осреднения, доступности изучаемого участка, а также объема капиталовложений и стоимости проведения измерений. Данные снегосъемок служат основой для сравнения с другими методами измерения характеристик снежного покрова.

На рис. 6.15 представлены данные за трехлетний период, полученные с помощью снегомерной подушки диаметром 3,66 м и по результатам стандартного снегомерного маршрута с 10 наблюдательными пунктами для горной закрытой местности в пределах Британской Колумбии. Данные, полученные двумя различными методами, хорошо согласуются между собой; наиболее тесная корреляция имеется у данных за 1976 г. Несомненное преимущество метода с использованием снегомерной подушки заключается в обеспечении непрерывной регистрации наблюдений.

Результаты, представленные на рис. 6.16 по данным испытаний в штате Айдахо [98], указывают на существенные различия значений, полученных с помощью весовых снегомеров, гамма-снегомеров и снегомерных подушек. Водный эквивалент снега по результатам измерений снегомерными подушками оказывается

после 14 февраля существенно меньше, чем соответствующие значения, полученные другими методами, что объясняется образова-

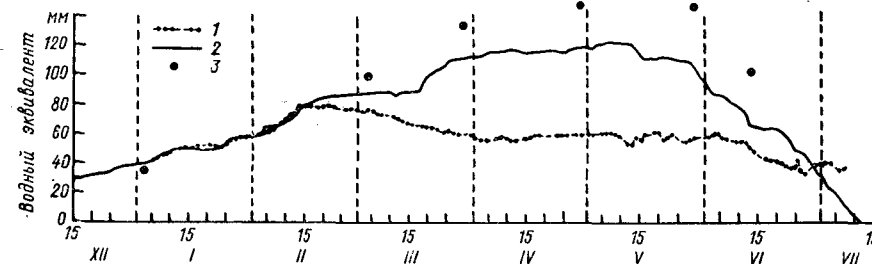


Рис. 6.16. Сравнение данных, полученных с использованием снегомерных подушек (1), гамма-снегомеров (2) и весовых снегомеров (3) в бассейне р. Бойсе, Айдахо [98].

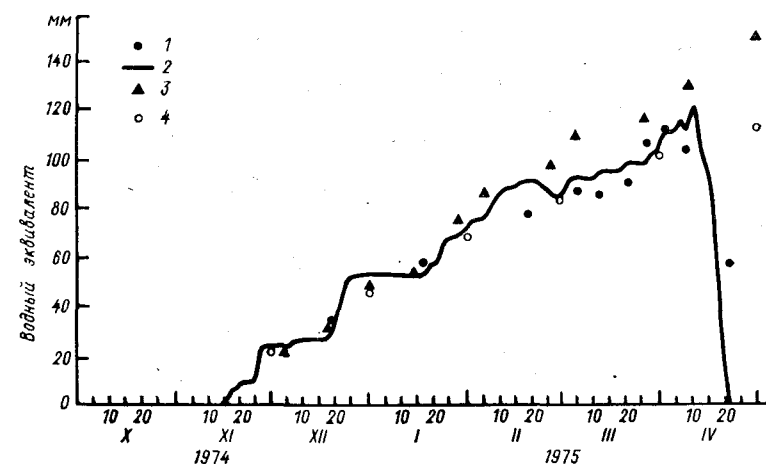


Рис. 6.17. Сравнение данных, полученных в результате маршрутных наблюдений (1) и измеренных с помощью снегомерных подушек (2) и осадкомеров фирмы «Фишер и Портер» (3) и MSC с защитой Нифера (4) на водоразделе Спринг-Крик, Альберта [78].

нием снежных мостов. В районах с малой повторяемостью зимних оттепелей объемы суммарного осадконакопления позволяют достаточно точно оценивать суммарный водный эквивалент снежного покрова. На рис. 6.17 показано увеличение водного эквивалента с течением времени в результате снегопадов по данным, полученным с помощью осадкомеров MSC с защитой Нифера и фирмы «Фишер и Портер», а также в ходе маршрутных наблюдений и с использованием снегомерных подушек на водоразделе Спринг-Крик, Альберта. Значения, полученные разными мето-

дами, хорошо согласуются между собой на протяжении всего периода аккумуляции.

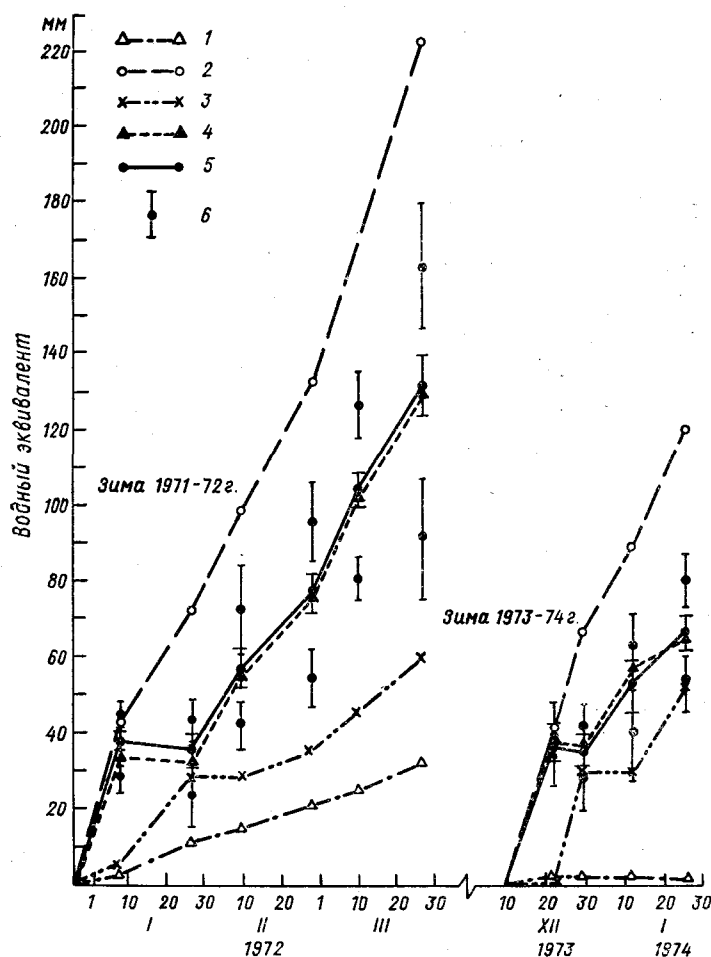


Рис. 6.18. Расчетный и измеренный баланс массы снежного покрова в бассейне р. Колд-Крик, Онтарио, 1971-72 и 1973-74 гг.

1 — составляющая, обусловленная процессами испарения и сублимации (E); 2 — составляющая, обусловленная аккумуляцией осадков (P); 3 — составляющая, обусловленная процессом снеготаяния (M); 4 — расчетный баланс массы снежного покрова ($P-M-E$); 5 — осредненные значения снеготаяния по данным маршрутных наблюдений, взвешенных с учетом характера землепользования; 6 — измеренный снеготаяния и пределы ошибок при 1%-ных доверительных интервалах для выделенных категорий землепользования при максимальной и минимальной толщине снежного покрова.

Приведенные примеры указывают на различия в работе указанных инструментов, предназначенных для измерения снеготаяния. Очевидно, что различия в оценках могут усугубляться при

попытках пространственной экстраполяции полученных результатов.

Гудисон [53, 56] рассматривает сопоставимость наблюдений за снежным покровом и твердыми осадками в условиях маломощного снежного покрова. На рис. 6.18 показаны расчетные и измеренные значения суммарного снегонакопления до периода его максимума в течение двух зим. Расчетные значения получены по показаниям осадкомера MSC с защитой Нифера с поправками на улавливание, таяние и испарение. На том же рисунке нанесены осредненные по пространству значения аккумуляции снежного покрова, определенные по данным маршрутных снегосъемок и взвешенных с учетом характера землепользования. Пределы ошибок осредненных значений определены при однопроцентных доверительных интервалах. Отчетливо видно, что значения снегонакопления, рассчитанные методом баланса массы по данным наблюдений за осадкомерами, хорошо согласуются с результатами, полученными по данным маршрутных снегомерных наблюдений, выполненных в соответствии с характером землепользования на исследуемых участках.

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Наземные методы наблюдения за снежным покровом не всегда позволяют выявить значительные вариации его пространственного распределения. В горных районах изменчивость толщины и водного эквивалента снега велика за счет различий в уклонах, экспозиции, высотах, защищенности и характере поверхности. Количество и репрезентативность наземных наблюдений могут определяться также доступностью изучаемого участка. В равнинных условиях вариации снежного покрова определяются различиями в характере землепользования и особенностями рельефа и накладываются на пространственную изменчивость, обусловленную неравномерностью распределения твердых осадков.

Важнейшей характеристикой пространственного распределения снежного покрова при решении ряда задач служит отношение площади, занятой снегом, к общей площади бассейна. Точность определения этого параметра при использовании наземных методов неудовлетворительна, в особенности в районах со слабо развитой сетью наблюдательных пунктов. Однако быстрое развитие дистанционных методов изучения снежного покрова в течение последних 20 лет обусловило создание новых способов наблюдения, измерения и анализа данных. Успешное применение дистанционных методов зависит от точности наземных наблюдений, проводящихся с целью идентификации и проверки полученных данных.

С развитием фотографических методов и воздухоплавания за прошедшие 60 лет аэрофотосъемка выделилась в отдельное направление исследований, первоочередной целью которого является фотографирование, интерпретация и картирование рельефа и других ландшафтных характеристик. Однако аэрофотосъемка обширных территорий является трудоемким и дорогостоящим процессом. В Канаде, как и в большинстве других стран, аэрофотосъемка проводилась в целях составления топографических карт и по этой причине была приурочена к концу весны, когда снежный покров уже сходит, но листья на деревьях еще не распускаются. В связи с этим наиболее доступные аэрофотоснимки, сделанные в ряде стран, были непригодны для анализа и изучения снежного покрова. Необходимая информация могла быть получена только в ходе специально запланированных полетов. Однако быстрое развитие космических дистанционных методов предоставило многообещающую возможность пространственного анализа снежного покрова на обширных территориях. Аэронаблюдения могут использоваться в настоящее время для сбора крупномасштабных данных в пределах выбранных районов.

Наблюдения за снегомерными рейками, границей сезонного снега и снего съемки, проводимые с воздуха

В горных и удаленных районах, в которых сложно организовать наземную сеть снегомерных наблюдательных пунктов, разумной альтернативой является использование наблюдений с борта самолета или вертолета. Толщина снега на выбранных участках может регистрироваться в процессе аэронаблюдений за снегомерными рейками. Водный эквивалент исследуемого участка может быть рассчитан на основе данных о плотности близлежащего (в пределах 40 км) снегомерного маршрута, пролегающего на тех же абсолютных высотах. Сеть снегомерных реек позволяет получать информацию о пространственном распределении снежного покрова, которую не могут дать единичные точечные наблюдения.

Расчет весеннего стока, вызванного снеготаянием в пределах горных районов, позволяет получить ценную информацию при прогнозировании паводков, эксплуатации водохранилищ и выработке электроэнергии. Ряд организаций США и Канады проводят ежедневный расчет стока с использованием различных моделей в целях прогнозирования стока в пределах исследуемых горных бассейнов. В ряде моделей в качестве важнейшего параметра учитывается высота границы сезонного снега — границы между низлежащими свободными от снега пространствами и вышележащими заснеженными территориями. Высота границы сезонного снега и гипсографическая кривая речного бассейна используются для расчета площади распространения снежного покрова. Поле-

вые наблюдения за границей сезонного снега, проводившиеся с борта самолета в Британской Колумбии, значительно повысили точность прогнозов, рассчитанных по моделям стока [123]. В бассейне реки Колумбия Инженерным корпусом Армии США и Министерством гидро- и энергоресурсов Британской Колумбии проводятся совместные аэронаблюдения за высотой границы сезонного снега. Наблюдатели, совершающие полеты на небольших самолетах у нижней границы распространения снежного покрова, фиксируют ее высоту в заранее отмеченных на топографической карте точках с различной экспозицией. В процессе наблюдений используется самолетный альтиметр и ручной нивелир. В зависимости от климатических особенностей сезона и летних условий ежегодно над каждым изучаемым участком проводится от двух до четырех полетов. В Канаде полеты проводятся в мае и июне, когда граница сезонного снега видна особенно отчетливо.

Аэронаблюдения за границей сезонного снега эффективны, хотя дороги и трудоемки. В ходе таких наблюдений возникают проблемы безопасности полетов и достоверности получаемой информации, поскольку полеты могут выполняться лишь при определенных условиях погоды, а точность наблюдений в значительной степени зависит от опыта наблюдателя. В качестве альтернативы предпринимаются попытки определения высоты границы сезонного снега по космическим снимкам. Преимущество такого метода заключается не только в возможности картирования больших территорий, но и проведения более частых повторных наблюдений. За последние несколько лет произошло резкое обновление доступной измерительной аппаратуры. Широко применяются приборы, регистрирующие отраженную и излучаемую поверхность Земли радиацию в нескольких спектральных диапазонах. Например, аэронаблюдения могут проводиться с использованием радиометра, пространственно и спектрально согласующегося с четырьмя спектральными диапазонами снимков с «Лэндсата». При картировании снежного покрова информация, содержащаяся на космических снимках, может дополняться данными аэрофотосъемки и наземных снегомерных наблюдений, проводящихся одновременно с прохождением спутника над изучаемой территорией.

Аэросъемка естественной гамма-радиации

Гамма-съемка с борта самолета была разработана в СССР в 60-х годах [79], и с тех пор экспериментальные аэронаблюдения с целью определения водного эквивалента снежного покрова проводились также в Норвегии, США и Канаде. Естественная гамма-радиация излучается грунтом, содержащим ^{40}K , ^{214}Bi и ^{208}Tl , и поглощается материалом, находящимся между поверхностью

Земли и датчиком или детектором. Поскольку вода как в твердой, так и в жидкой фазе поглощает гамма-радиацию, ее количество может быть рассчитано по величине ослабления излучения, достигающего детектора. Теоретические основы метода и порядок проведения аэронаблюдений в Канаде изложены Лойенсом и Грэсти [85]. При измерении снегозапасов наиболее целесообразно регистрировать излучение калия и суммарное гамма-излучение [63, 77, 108].

Как и при наземных наблюдениях, необходимо предварительно измерять уровень гамма-излучения вдоль маршрута полета при отсутствии снежного покрова и вводить поправки в получаемые данные с целью учета изменения влагосодержания верхних 15 см грунта. При проведении аэронаблюдений возникают дополнительные проблемы, требующие введения соответствующих поправок. Например, масса воздуха, находящаяся между самолетом и поверхностью Земли, поглощает радиацию, и значение поправки рассчитывается по данным о температуре воздуха и давлении на уровне самолета (обычно на высоте 150 м). Атмосферный радон излучает гамма-радиацию, что особенно важно учитывать при расчетах с использованием данных о суммарном гамма-излучении. Проблемы возникают также, когда радон концентрируется вблизи поверхности Земли в слоях инверсии, в связи с чем меняется фон радиационного излучения. Фоновое излучение наиболее просто определяется при полетах над озерами, поскольку вода полностью поглощает всю радиацию, испускаемую подстилающими озерными грунтами. Другими словами, наблюдения над озером позволяют установить нулевой уровень отсчета, необходимый для проведения гамма-съемки. Если отсутствует возможность установки нулевого уровня над озером, могут быть использованы другие, хотя и менее точные способы определения исследуемой величины [77]. Кроме того, значительные ошибки в расчетах водного эквивалента снега может вызвать отклонение маршрута полета от предварительного, выполнявшегося при отсутствии снежного покрова, особенно при большой изменчивости фонового излучения. Погрешности, обусловленные изменениями фонового излучения, массы воздуха под самолетом и нестабильностью показаний регистрирующего оборудования, могут вдвое превышать ошибки, обусловленные изменением влагосодержания грунтов.

Экспериментальные аэронаблюдения с использованием спектрометров гамма-излучения, проводившиеся в провинции Онтарио, дали обнадеживающие результаты [63, 84]. Так, осредненное по 16-километровым отрезкам значение водного эквивалента вычислялось с точностью до 12 мм при регистрации излучения калия и с точностью до 17 мм при использовании суммарного гамма-излучения [63]. В ходе экспериментов проводилось наблюдение за снежным покровом, имевшим водный эквивалент до 140 мм. Сравнительный анализ выполнялся с использованием данных на-

земных снегомерных наблюдений, проводившихся вдоль маршрута полета.

Национальная служба погоды США провела испытание системы регистрации гамма-излучения в северных равнинных штатах, в частности в бассейне реки Сурис, в период максимального снегонакопления. Задача такой системы заключается в оперативном сборе данных о водном эквиваленте снежного покрова с целью использования получаемой информации при прогнозировании снеготаяния. В ходе испытаний получены хорошие результаты; вычисленные погрешности имели тот же порядок, что и в ходе канадских экспериментов [83, 109].

В отличие от маршрутных снегомерных наблюдений, гамма-съемка позволяет определять осредненное по пространству значение водного эквивалента. Поскольку полеты проводятся на небольшой высоте, использование самолетов ограничивается равнинными районами; в горных районах гамма-съемка может осуществляться с борта вертолета. В ходе наблюдений должны применяться точные навигационные приборы во избежание отклонения трассы полета от маршрута, на котором проводятся наземные снегомерные наблюдения. Основное достоинство гамма-съемки заключается в возможности обследования обширных территорий. Осреднение водного эквивалента на отрезках трассы полета позволяет устранять влияние локальной изменчивости водного эквивалента снежного покрова на результаты наземных снегомерных наблюдений.

В своей работе [62] Грэсти указывает, что методика съемки в ходе единичного полета, основанная на регистрации прямой и рассеянной радиации, излучаемой ^{40}K , может быть использована для измерения водного эквивалента с точностью более 16 мм. Преимущества такой методики заключаются в независимости показаний от влажности грунта и в устранении навигационных трудностей, возникающих при проведении повторных облетов. Необходимо проведение дальнейших исследований с целью выяснения недостатков и погрешностей, свойственных этой методике, однако ее дальнейшая разработка еще более повысит ценность гамма-съемки с воздуха как оперативного способа измерения водного эквивалента снежного покрова.

Изучение снежного покрова в микроволновом диапазоне с борта самолета

В электромагнитном спектре от 0,1 до 100 см работают как радарные, так и пассивные микроволновые системы наблюдения. Пассивные системы регистрируют часть естественного излучения, испускаемого объектами. Активные системы, такие как радар, излучают и регистрируют отраженные и рассеянные сигналы. При-

менительно к исследованию снежного покрова оба вида систем находятся еще в стадии исследования и разработки. Как было выяснено, микроволновое излучение (или радиояркостная температура) меняется в зависимости от толщины и влажности снежного покрова [67, 94]. Проводятся исследования возможности применения пассивной микроволновой локации для определения положения границы сезонного снега, регистрации начала периода снеготаяния и расчета водного эквивалента снежного покрова [49, 68, 114]. Основное преимущество микроволновых систем заключается в возможности проведения измерений сквозь облачный покров. В настоящее время проводятся исследования по использованию радара с синтезированной апертурой SAR для измерения водного эквивалента снега [59]. Радар бокового обзора SLAR, установленный на борту самолета, использовался для наблюдения за ледяным покровом Великих озер и океанических участков и обеспечивал получение снимков высокого разрешения (десятки метров) при ширине охвата в десятки километров без каких-либо искажений масштаба по всему полю снимка.

Наблюдения за снежным покровом со спутников

Работы по использованию космических снимков для наблюдения за снежным покровом были начаты в 60-х годах. Ниже приводится краткий обзор состояния дел до настоящего времени, хотя авторы и отдают себе отчет в том, что он довольно быстро устареет в связи с ускоренным развитием науки и техники.

В 1979 г. для изучения и оперативного анализа снежного покрова в Северной Америке использовались две основные спутниковые системы с полярными орбитами — «Лэндсат» и НОАА. Гео-стационарный спутник СМС/ГОЕС обеспечивает необходимыми данными о снежном покрове территории к югу от 50° с.ш. с частотой повторения съемки 30 мин, однако угол обзора вызывает сильные искажения при попытках изучения снежного покрова более высоких широт. Разрешение порядка нескольких километров на юге Канады уступает разрешению снимков, получаемых с «Лэндсата» или НОАА.

Спутники «Лэндсат» и НОАА

Первый ресурсный спутник ЕРТС, впоследствии переименованный в «Лэндсат-1», был запущен в 1972 г. «Лэндсат» охватывает полосу земной поверхности шириной 185 км и обладает разрешением в надире порядка 90 м. Многоспектральная сканирующая система (МСС) обеспечивает сбор данных в следующих четырех диапазонах:

МСС-4: 0,5—0,6 мкм — зеленый;

МСС-5: 0,6—0,7 мкм — красный (четко различаются сухой и талый снег, так же как и на снимках в видимой части спектра радиометра очень высокого разрешения спутника НОАА);

МСС-6: 0,7—0,8 мкм — ближний инфракрасный;

МСС-7: 0,8—1,1 мкм — ближний инфракрасный (слабое прохождение через воду, слабое отражение от тающего или метаморфизированного снега).

Многозональные снимки могут использоваться по отдельности с целью получения изображений в каждом из четырех диапазонов, или же в комбинации для составления черно-белых или синтезированных цветных снимков. Сближение траекторий в высоких широтах обеспечивает здесь большую повторяемость наблюдений. В средних широтах с помощью «Лэндсата» проводятся наблюдения исследуемого района один раз в 18 дней, а при наличии на орбите двух спутников — один раз в 9 дней, но и этого может оказаться недостаточно для решения ряда задач. Более того, при наличии облачности значительная часть снимков (обычно 50 % и более) может оказаться непригодной для изучения снежного покрова, в особенности для оперативных целей. Обычно обзорные оперативные снимки могут быть получены в течение 10 дней с момента наблюдений; откорректированные снимки со справочной информацией поступают лишь через 2—3 мес. В общем случае данные с «Лэндсата» используются в исследовательских целях и в качестве дополнения к снимкам радиометра очень высокого разрешения спутника НОАА и данным стандартных наземных наблюдений, применяемых для оперативного анализа характеристик снежного покрова.

«Лэндсат» может работать также в качестве ретранслятора: спутник собирает данные наземных наблюдений, например полученных с помощью осадкомеров, снегомерных подушек или автоматических телеметрических станций, и передает их в удаленные центры сбора данных. Способность передавать информацию имеет особое значение в удаленных и труднодоступных районах, характеризующихся интенсивным снегонакоплением, где организация измерений с использованием наблюдателей нецелесообразна. Система «Лэндсат» позволяет одновременно проводить съемку поверхности и сбор наземных данных, что устраняет возможность появления ошибок, вызванных разновременностью наблюдений, при последующей корреляции результатов.

Спутники серии НОАА обеспечивают съемку всех территорий дважды за сутки (съемка южных районов Канады производится утром и поздним вечером) с шириной полосы захвата примерно 1900 км. Некоторые искажения изображения, обусловленные кривизной земной поверхности, вполне допустимы при использовании спутников для получения информации о снежном покрове. Спутник НОАА-5 позволяет проводить измерения в видимом (0,6—0,7 мкм) и тепловом инфракрасном (10,5—12,5 мкм) диапазонах. «Тайрос-N», представляющий собой третье поколение спутников с полярной орбитой, был запущен в конце 1978 г. и

имеет на борту усовершенствованный радиометр с очень высоким разрешением, обеспечивающий дважды за сутки съемку в тепловом инфракрасном диапазоне и ежедневную съемку в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах.

Современные методы изучения снежного покрова

В 1968 г. Всемирная метеорологическая организация (ВМО) приступила к реализации проекта изучения снежного покрова с использованием искусственных спутников Земли, после чего был опубликован программный документ. В представленном на международный семинар докладе были обобщены достижения в этой области ряда стран, включая США и Канаду. Основная задача проекта заключается в определении пространственного распределения снежного покрова — доли площади каждого бассейна, в пределах которой толщина снега достигает по крайней мере 5 см. В частном случае рассматривается также возможность определения других параметров, таких как толщина снежного покрова. В рамках проекта ВМО канадскими учеными проведены исследования в бассейнах рек Сент-Джон, Сурис, Лейк-оф-зе-Вуд и Колумбия. Выполненные исследования в целом основывались на данных, полученных с помощью радиометра очень высокого разрешения спутника НОАА и в результате наземных снегомерных наблюдений [42]. При анализе уровня плотности снимков, проводившегося с помощью денситометра, использовались данные спутника «Лэндсат». Оригинальные и синтезированные по уровню плотности снимки проецировались на основную карту с использованием оптического оборудования. Точность метода оказывается максимальной для открытых участков и минимальной при наличии густого хвойного леса, поскольку в этом случае снежный покров виден лишь на больших полянах и вырубках. Тем не менее Хогг и Хансен [74] сообщают об успешном использовании ЭВМ при обработке цифровой информации, полученной в инфракрасном диапазоне, в результате чего были составлены карты снежного покрова под пологом хвойного леса в бассейне реки Сент-Джон. При составлении карт и определении площадного распространения снежного покрова граница сезонного снега наносилась автоматически.

В некоторых случаях была обнаружена корреляция между радиояркостной температурой и толщиной снега [42, 87, 88], однако при интерпретации данных возникли существенные трудности, препятствующие широкому внедрению такого метода изучения снега. Поскольку снежный покров поглощает излучение в видимом диапазоне, для его изучения дистанционными методами следует использовать регистрацию излучения в других частях спектра, в частности в микроволновом диапазоне. Национальной службой США по изучению окружающей среды с использованием

спутников составляются оперативные карты снежного покрова. Начиная с июня 1976 г. проведены исследования в 23 бассейнах, 5 из которых частично распространяются на территорию Канады [102]; данные о доли площади бассейна, занятой снежным покровом, передаются по телетайпу, а карты снежного покрова — по фототелеграфу обычно 1—2 раза в неделю в течение всего снежного сезона. Для районов площадью более 5000 км² погрешность оценок составляет 5 % [141].

При решении гидрологических задач рекомендуется использовать данные со спутника «Лэндсат», снимки радиометра очень высокого разрешения спутника НОАА и данные сканирующего радиометра спутника НОАА для бассейнов площадью не менее 10, 1000 и 10 000 км² соответственно [151]. При создании моделей, предназначенных для прогнозирования гидрологических процессов, следует предусматривать возможность ввода информации, получаемой с использованием дистанционных методов.

Информация, получаемая с искусственных спутников Земли, применяется для определения границ распространения снежного и ледяного покровов в пределах крупных регионов и полушарий [143]. Национальная администрация по наблюдению за океаном и атмосферой еженедельно рассылает карты снежного покрова полушарий [102] и каждые 10 дней составляет карты минимальной яркости полушарий, предназначенные для дешифрирования снежного покрова в условиях меняющейся облачности. Такие карты ежедневно обновляются, записываются на ленту в виде цифровой информации и воспроизводятся в форме фотографических изображений.

Обзор возможностей практического применения наблюдений за снежным покровом дан в работе Ранго и Петерсона [113].

Перспективы

В настоящее время при составлении карт снежного покрова с использованием спутниковой информации применяются довольно простые оптико-электронные системы. В этом случае существенную роль играют опыт и субъективизм оператора. Более сложные и объективные методы анализа цифровой информации позволяют получать более точные результаты, однако эти методы все еще находятся в стадии исследований и разработки. В течение ближайших нескольких лет, по-видимому, появятся приемлемые с точки зрения затрат аналитические методы обработки соответствующим образом подготовленных данных [74]. Тем не менее данные наземных наблюдений потребуются в любом случае для дешифрирования и проверки информации, получаемой дистанционными методами, а также для заполнения пропусков в рядах спутниковых наблюдений. Спутники, таким образом, представляют собой один из компонентов общей системы наблю-

дений, в которой наземные измерения будут по-прежнему играть существенную роль.

В работе [143] приводится информация о будущем спутниковых систем США, удовлетворяющих интересам изучения снежного покрова. Рекомендуются на спутниковых системах устанавливать канал в диапазоне 1,55—1,75 мкм с целью дешифрирования облачности и снежного покрова, включить в программы наблюдения с использованием многозонального микроволнового радиометра-съемщика и усовершенствовать многозональные сканирующие системы «Лэндсат» и им подобные для измерения излучения снега во всем диапазоне ожидаемых значений, поскольку современная система спутников «Лэндсат-1» и «Лэндсат-2» отключается в результате «насыщения» [151].

АНАЛИЗ ДАННЫХ

В настоящем параграфе рассматривается довольно ограниченное число наиболее часто применяющихся стандартных методов анализа данных о снежном покрове. Более подробную информацию читатель найдет в специализированных изданиях, посвященных анализу гидрометеорологических данных [24, 66, 150].

Первым шагом при решении интересующих нас вопросов является выработка требований, предъявляемых к характеру первичных данных, однако это возможно лишь после постановки задачи и определения изменчивости каждого из рассматриваемых параметров. На практике значительная часть исследований снежного покрова выполняется с использованием данных, предназначенных для иных целей. При сборе данных такого рода интересы потребителей информации учитываются далеко не всегда. При решении ряда инженерных задач такие данные обычно служат основой для принятия решений, хотя могут и не удовлетворять предъявляемым к ним требованиям.

Источники данных

Основными источниками данных служат национальные и региональные архивы и библиотеки организаций, ответственных за проведение снегомерных наблюдений. Сбор данных о снежном покрове может осуществляться самими различными организациями, например занимающимися изучением климата, составлением гидрологических прогнозов, проблемами транспорта, строительства и сельского хозяйства. Дополнительными источниками данных являются проектные и исследовательские доклады, первичная документация полевых наблюдений, газетные архивы и опубликованные карты. В зависимости от характера требуемой

информации особую ценность могут представлять нетрадиционные или дополнительные источники данных, такие как банки данных дистанционных методов или дендрохронологические данные.

Для определения необходимых характеристик ряды наблюдений должны иметь достаточную продолжительность, хорошее качество (точность) и однородность для статистической обработки, а кроме того, характеризовать обширные пространства. До недавнего времени этим требованиям в некоторой степени удовлетворяли лишь климатологические данные, по крайней мере в национальном масштабе. Например, на большинстве климатологических станций Канады последние 50 лет толщина снега измеряется не реже одного раза в месяц. Начиная с 1941 г. все основные климатологические станции Северной Америки проводят ежедневные наблюдения за толщиной снега; после 1952 г. значительная часть климатологических станций первого порядка США проводит измерения водного эквивалента снежного покрова.

Ряды наблюдений в некоторых районах имеют значительную продолжительность, однако сеть снегомерных наблюдений развивалась в соответствии с частными задачами, затрагивающими интересы данного водораздела или бассейна, но не региона или государства в целом. Начиная с 1953 г. Бюро погоды США, Лаборатория изучения и освоения холодных районов США, Служба охраны почв США и ряд организаций Канады стали проводить совместные наблюдения за снежным и ледяным покровом, основав тем самым сеть наблюдений, охватывающую большую часть территории Северной Америки [17]. В 1954—1955 гг. в Канаде начали публиковаться результаты снегомерных наблюдений в восточной части Канады, а в 1962—1963 гг. Метеорологическая служба Канады приступила к реализации национальной программы снегомерных наблюдений с использованием собственных наблюдательных станций и перевела «Снежный покров Канады» в ранг государственного издания, в котором стали публиковаться данные наблюдений, предоставляемые всеми национальными организациями. В 1975 г. в этом издании содержалась информация о средней толщине снега и водном эквиваленте снежного покрова, составленная по данным наблюдений на 1300 снегомерных маршрутах.

Отдельные организации могут оперативно публиковать данные наблюдений за снегомерными подушками и на снегомерных маршрутах. Например, Служба водных ресурсов Британской Колумбии ежемесячно издает бюллетень наблюдений, в котором приводятся также сравнительные данные за предшествующие годы. В Канаде измерения толщины снежного покрова проводятся на синоптических станциях ежедневно в 12 ч по Гринвичу. Толщина снежного покрова на конец каждого месяца измеряется на всех климатических станциях.

В связи с недостаточным развитием сети климатологических и снегомерных наблюдений при решении ряда задач может использоваться дополнительная информация, получаемая в результате обработки аэрофотоснимков, гамма-снегомерами и дополнительными снегомерными рейками. В качестве другого источника следует назвать космические снимки, возможности использования которых описаны в работах [11, 87].

Использование более чем одного источника данных может вызвать затруднения при сопоставлении данных. Информация обычно привязана к определенной точке и определенному времени, что определяет ее отклонения, погрешности и статистическое распределение. Более того, естественная изменчивость климата обуславливает слабую репрезентативность коротких рядов наблюдений. При решении исследовательских и инженерных задач рекомендуется провести предварительную оценку качества и репрезентативности данных как в пространстве, так и во времени, а также стандартизировать их (привести к единому виду), например, в соответствии с наиболее часто встречающимися условиями наблюдений и характером местности, после чего становится возможным проведение анализа и интерпретация информации.

Качество данных

Количество и качество данных, впрочем как и их статистические характеристики, накладывают ограничения на возможности использования информации. Результаты измерений имеют определенную погрешность. Субъективизм и опыт наблюдателя, методика наблюдений, инструменты и их состояние, способ передачи и регистрации информации — все это по отдельности или совместно определяют погрешность публикуемых результатов. Результаты наблюдений на определенном участке или станции обычно имеют систематическую ошибку, однако при анализе данных множества станций ошибка носит уже случайный характер. Содержание архивных данных определяется задачами организации, силами которой эта информация собрана. Значительная часть программ наблюдений за снежным покровом ограничивается изучением толщины и водного эквивалента снежного покрова, хотя в ряде исследований ставится задача определения и значительно большего числа характеристик снежного покрова.

Согласованность

Согласованность данных определяет возможность проведения их сравнительного анализа. Государственные организации стараются обеспечить согласованность данных, однако количество вы-

павшего и отложенного снега на определенном участке может меняться под действием различных факторов, таких как лесные пожары, изменение характера землепользования или строительство дорог. Защищенность участка может меняться с увеличением толщины снега, так что интенсивность снегонакопления зависит от характеристик ветра и снегопадов. Несогласованность данных обычно наблюдается в том случае, когда сбором информации занимаются несколько организаций, применяющих различные инструменты и методики проведения измерений.

Обычно проверка согласованности данных заключается в сравнении значений на выбранном участке со значениями на близлежащих одном или нескольких участках, где согласованность данных уже доказана, например графически. Изменения в локализации точек, привязанных к определенным годам, указывают на период несогласованности данных. В этом случае может быть проведена реконструкция данных с использованием линии регрессии, удовлетворяющей полученным группам точек.

При проверке серий данных гидрологи часто применяют метод двойного масс-анализа. Метод заключается в нанесении на график временного хода контрольной переменной, обычно представляющей собой среднее из измеренных на нескольких участках значений, и последующем сравнении полученной кривой с кривой распределения для изучаемого участка. Значительное изменение формы исследуемой кривой по сравнению с контрольной должно быть предметом тщательного анализа, поскольку такое несоответствие может быть вызвано несогласованностью данных. В то же время несоответствие может быть следствием естественной изменчивости климата, изменения методики проведения наблюдений или неисправности инструментов. В связи с этим решение о реконструкции данных может быть принято лишь после тщательного анализа всех факторов, связанных с программой наблюдений и особенностями регионального климата. При этом может использоваться информация, полученная в результате стандартной статистической обработки данных о различиях формы кривых и отклонении отдельных точек от линии регрессии. Рисунок 6.19 иллюстрирует применение метода двойного масс-анализа для данных о толщине снежного покрова и водном эквиваленте годовой суммы твердых осадков в районах Тандер-Бей и Какебека-Фолс, провинция Онтарио. До 1960 г. снегозапас на обеих станциях рассчитывался по результатам наблюдений за снегомерными рейками при допущении, что отношение водного эквивалента к толщине снега равняется 0,10. Начиная с 1960 г. водный эквивалент на станции Тандер-Бей измерялся осадкомером MSC с защитой Нифера, в то время как на станции Какебека-Фолс он рассчитывался прежним способом. В течение всего периода наблюдений на обеих станциях толщина снега определялась по показаниям снегомерных реек. Анализ графиков показы-

вает сохранение постоянной связи между данными о толщине снега для двух станций. Однако после установки осадкомера на станции Тандер-Бей зависимость между значениями водного эквивалента заметно изменилась, при этом снегозапасы на станции

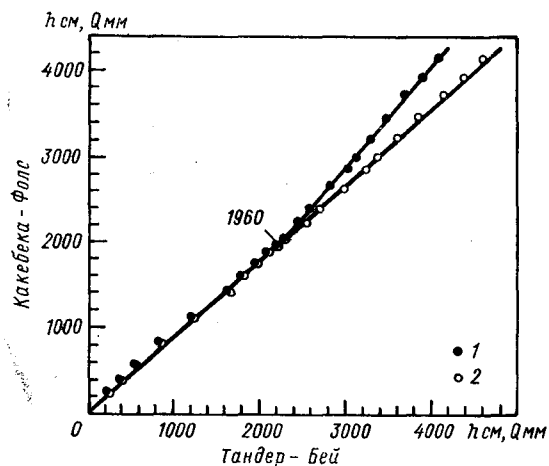


Рис. 6.19. Толщина снега (h) и водный эквивалент годовой суммы твердых осадков (Q) за 1951—1974 гг. на станциях Тандер-Бей и Какебека-Фолс, Онтарио.

1 — толщина снега, 2 — водный эквивалент.

Какебека-Фолс стали значительно превышать значения, измеренные на станции Тандер-Бей.

Погрешности

Ошибки могут быть случайными, например появляться при неправильном считывании цифр, и систематическими, т.е. ошибками наблюдателя или инструментальными. Случайные ошибки имеют тенденцию группироваться вокруг среднего значения, подчиняться нормальному или гауссову распределению и могут иметь как положительное, так и отрицательное значение. Случается, что ошибки такого типа могут вносить определяющий вклад в суммарную погрешность, например при неправильном считывании масштаба. Однако такие ошибки обычно выявляются в процессе качественной проверки. Некоторые очевидные ошибки могут быть легко объяснены и исправлены; другие отбрасываются при отсутствии ясного физического объяснения причин их появления и регистрируются отдельно, поскольку в процессе дальнейшей обработки данных могут появиться объяснения причин их появления. Наиболее коварны ошибки, лежащие в разумных пределах значений, поскольку выявить их в сущности невозможно. Среднее из нескольких измеренных значений наиболее точно соответствует

действительному значению, при условии, что систематические ошибки невелики. Точно так же среднее из серий, полученных в разное время, может оказаться наилучшим приближением к действительному нормальному значению.

Систематические ошибки либо постоянны, либо зависят от измеряемого параметра, и появляются только в особых условиях окружающей среды, например при наличии влажного и липкого снега. Такие ошибки не играют существенной роли при использовании данных для расчета индексов, однако они должны обязательно учитываться при расчетах абсолютных значений. Отклонения, вызванные различиями в степени защищенности участков, могут быть компенсированы путем введения поправок, однако такой способ характеризуется определенной долей субъективизма, к тому же поправочные значения могут меняться от места к месту и от сезона к сезону.

С развитием исследований снежного покрова удалось уменьшить погрешности измерений и повысить согласованность данных путем стандартизации инструментов, правил их установки и методик проведения наблюдений. Такой подход обеспечивает получение согласующихся данных, хотя общепризнано, что данные измерений характеристик снежного покрова и количества твердых осадков обеспечивают большую точность при вычислении индексов, чем количественные оценки пространственного распределения этих параметров. В связи с этим в ряде исследований были предприняты попытки корректировки данных с целью повышения точности расчетов. Гидрометеорологами СССР рекомендовано вводить поправки, равные 40—60 % измеренного значения для осадкомеров с площадью приемного отверстия 500 см², расположенного на высоте 2 м, с целью компенсации дефицита, обусловленного влиянием ветра [103]. По этой же причине Таллан [134] вводил поправки, равные 50 % измеренных с помощью осадкомеров значений для бассейна Файлефьел в Норвегии. Хэйр и Хей [71], основываясь на расчетах водного и теплового баланса, считают, что ошибка при измерении количества твердых осадков с использованием осадкомеров достигает в арктических районах Канады 40 %. Все эти данные свидетельствуют о том, что несовершенство конструкции современных осадкомеров приводит к развитию турбулентности воздуха, а это неизбежно сказывается на их улавливающей способности.

Как уже говорилось (см. табл. 6.8), весовые снегомеры также характеризуются определенными недостатками. Фримен и Гудисон [50, 57] определили значения отклонений, которые оказались положительными и составили 9—11 % для Федерального снегомера и 7 % для канадского снегомера MSC. Учитывая то обстоятельство, что число моделей снегомеров достаточно велико, а погрешности измерения в значительной степени определяются состоянием режущей части прибора, исследователь может испы-

тивать существенные трудности в определении поправочного значения, необходимого для получения более точных оценок.

Репрезентативность района наблюдений

Большая часть методик измерения количества жидких осадков стандартизирована и нацелена на достижение наибольшей репрезентативности наблюдений. Эти методики трудно применить для исследования снежного покрова, поскольку в расчетах часто используются данные двух несовпадающих сетей наблюдений — метеорологических станций и участков снегомерных наблюдений. Даже в том случае, если станция и участок снегомерных наблюдений находятся в пределах одного района, результаты наблюдений на них могут сильно различаться из-за различий в местоположении станции и маршрутов и в методике проведения наблюдений. Например, по данным маршрутных снегомерных наблюдений на лугах задерживается лишь 60 % общего количества выпавшего снега, зарегистрированного на ближайшей метеорологической станции, в то время как результаты маршрутных наблюдений в лесу приблизительно соответствуют данным метеорологических станций [90].

Большая часть снегомерных маршрутов была организована с целью прогнозирования объемов стока и максимальных расходов в периоды снеготаяния. Данные наблюдений используются обычно в виде индексов, поэтому измеренные значения должны быть репрезентативны для достаточно больших площадей. Обычно индексы отражают значения для участков, снежный покров которых вносит наиболее существенный вклад в весенний сток.

Простой сравнительный анализ данных в пределах одного общего района часто позволяет оценить пределы их пространственной репрезентативности. Значительные различия в данных должны объясняться различиями в высоте, рельефе, растительности и других климатических и физических характеристиках. При этом может быть проведен сравнительный анализ характеристик снегозадержания отдельных участков в пределах одного региона [90].

Частотное распределение

При обработке данных о твердых осадках и снежном покрове может применяться статистический анализ и вероятностные статистические методы. В арсенале исследователя оказывается регрессионный анализ и другие методы анализа данных. О статистических методах написано много прекрасных книг, поэтому авторы не собираются останавливаться на детальном рассмотрении

этих методов. Вместо этого авторы пытаются раскрыть особенности данных о снегопадах и снежном покрове, которые необходимо учитывать при их статистической обработке. Так, например, данные должны подвергаться критическому анализу на предмет повторяемости нулевых значений и правдоподобности получаемого частотного распределения. Кроме того, различия в причинах формирования снегопадов, влияние рельефа и изменчивость климата могут существенно осложнить проведение анализа специфических условий местности. Влияние различий может быть учтено путем подбора распределения, описывающего этот массив данных, но в общем случае аналитические подходы при обработке данных о снежном покрове незначительно отличаются от способов обработки данных об осадках.

Выбор наиболее подходящего теоретического распределения зависит от характера массива данных. Например, даты формирования и схода снежного покрова прерий подчиняются нормальному закону распределения [93], максимальное за год количество выпавших за 24 ч твердых осадков описывается распределением экстремальных значений или логнормальным распределением [101, 131, 133], а ряд других переменных, относящихся к снежному покрову и твердым осадкам, описывается неполной гамма-функцией [32].

Характеристики наиболее часто используемых распределений и способы применения нормирующих преобразований читатель найдет в работах [24, 27, 65, 89, 99, 127]. В связи с несогласованностью и наличием ошибок в данных о снежном покрове рекомендуется проводить проверку типа распределения путем предварительного графического построения. На рис. 6.20 показано распределение максимального за год количества выпавших за 24 ч твердых осадков в Виннипеге, Манитоба. Данные нанесены в логарифмическом масштабе на бланках Гумбеля. Распределение одной переменной часто может быть выражено линейной функцией:

$$X(F) = \bar{X} + sk(F), \quad (6.2)$$

где $X(F)$ — ожидаемое значение переменной, вероятность появления которого не превышает F ; $\bar{X}$ — среднее значение массива данных; s — расчетное среднее квадратическое отклонение; $k(F)$ — частотный фактор, удовлетворяющий данной вероятности F (значение k зависит от частотного распределения и величины выборки).

В табл. 6.9 показаны периоды временных рядов [$t_r = 1/(1 - F)$], вычисленных по уравнению (6.2), для максимального за год количества выпавших за 24 ч твердых осадков в отдельных городах Канады; при этом предполагается, что события подчиняются распределению экстремальных значений.

Одной из проблем, возникающих при анализе данных о снежном покрове, является наличие «нулевых» значений. Например, в некоторых районах снежный покров формируется не каждый год, поэтому временные ряды данных таких параметров, как даты формирования и схода снежного покрова, а также максимальная

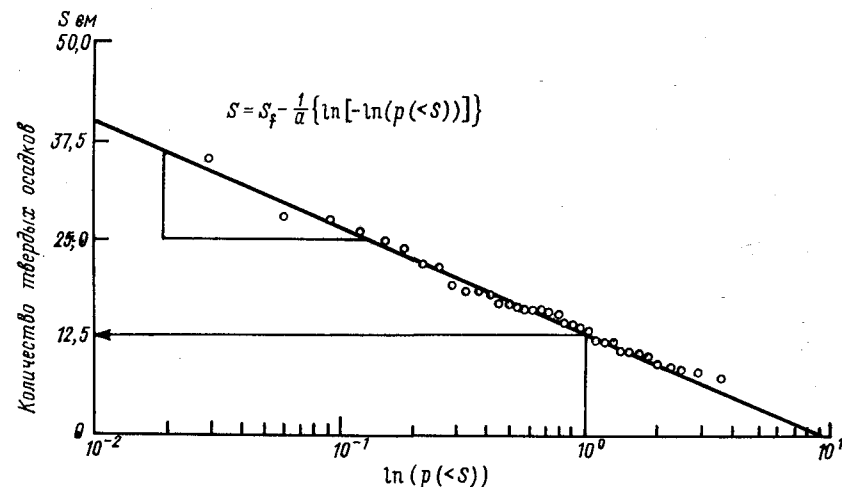


Рис. 6.20. Распределение максимального за год количества твердых осадков, выпавших за 24 ч в Виннипеге, Манитоба (с января 1938 г. по декабрь 1972 г.); нанесено методом Гумбеля [76].

$S_f = 13,2$ см — мода, $1/a = 6,1$ см — дисперсия.

Таблица 6.9

Расчетные значения вероятности (%) максимального за год количества твердых осадков, выпавших за 24 ч в некоторых городах Канады, для временных рядов и количества осадков (Q)¹

Город	Временной ряд, число лет			Q см	
	5	20	25	>20	>40
Ванкувер	20	34	48	20	3,4
Калгари	23	36	47	29	3,7
Виннипег	20	34	45	20	2,8
Торонто	25	41	55	37	5,5
Монреаль	30	41	51	70	5,5
Галифакс	34	48	59	90	10,0

¹ По данным наблюдений за суточным количеством осадков во всех международных аэропортах Канады за исключением Галифакса, где наблюдения проводились на участке в пределах города.

толщина снега, содержат нулевые значения. Данные такого рода могут обрабатываться путем формирования специальной выборки, в результате которой образуются две совокупности, одна из которых содержит нулевые значения и другая — все прочие значения, отличные от нуля. Том [131] при изучении максимальных годовых значений водного эквивалента WE решил эту проблему следующим образом. Он предположил, что значения максимального водного эквивалента подчиняются логнормальному закону распределения; при этом преобразованная величина $u = \ln WE$ описывается нормальным распределением с функцией распределения $N(u)$. Если q — вероятность появления бесснежного года, то $p = 1 - q$ представляет собой вероятность появления года со снежным покровом. Поскольку нулевая компонента с вероятностью q служит началом распределения, смешанная функция распределения $G(u)$ может быть выражена в виде

$$G(u) = q + pN(u). \quad (6.3)$$

Решая уравнение (6.3) для $N(u)$ и преобразуя его в нормальное распределение нормированной случайной величины, получаем:

$$[G(u) - q]/p = N[(u - \mu)/\sigma], \quad (6.4)$$

где μ и σ — среднее значение совокупности и среднее квадратическое отклонение переменной u соответственно. Преобразуя уравнение (6.4) и решая его для u , получаем следующее выражение:

$$u(G) = sN^{-1} \{ [G(u) - q]/p \} + \ln WE, \quad (6.5)$$

где $u(G)$ — частное значение u , соответствующее вероятности $G(u)$; s — среднее квадратическое отклонение выборки, соответствующее среднему квадратическому отклонению совокупности σ ; $\ln WE$ — среднее значение выборки, соответствующее среднему значению совокупности μ .

Уравнение (6.5) может быть использовано для расчета квантилей $u(G)$ для частных значений $1 - G(u)$, т.е. вероятности превышения расчетной величины $u(G)$. Например, распределение максимальных годовых значений водного эквивалента WE может быть выражено в виде

$$p(> \ln WE) = 1 - \{sN^{-1} \{ [G(\ln WE) - q]/p \} + \ln WE\}, \quad (6.6)$$

что позволяет вычислить вероятность превышения годовым водным эквивалентом снега данного значения WE . Если в рядах данных отсутствуют нулевые значения, распределение преобразуется в логнормальное.

Изоумов и Дэвенпорт [75] изучали распределение сумм твердых осадков для нескольких городов Канады. Допуская, что случаи выпадения снега за несколько последовательных дней неза-

висимы, они предположили, что вероятность снегопада с суммой осадков S в любой день t может быть представлена в виде

$$p(>S, t) = p(S \neq 0, t) p' [>S, t | S \neq 0], \quad (6.7)$$

где $p(>S, t)$ — вероятность снегопада с суммой осадков, превышающей S в день t ; $p(S \neq 0, t)$ — вероятность выпадения снега в день t ; $p' [>S, t | S \neq 0]$ — вероятность снегопада с суммой осадков, превышающей S , в любой день, когда выпадал снег.

Авторы выяснили, что распределение сумм твердых осадков в условиях умеренного климата довольно асимметрично и успешно описывается распределением Вейбулла. Следовательно, уравнение (6.7) может быть переписано в виде

$$p(>S, t) = p(S \neq 0, t) \exp \{ - [S | c(t)]^k(t) \}, \quad (6.8)$$

где $c(t)$ и $k(t)$ — параметры Вейбулла, характеризующие преобладающие значения сумм твердых осадков и асимптотичность. Изюмов и Дэвенпорт приводят данные для нескольких районов Канады в качестве примеров возможности применения распределения Вейбулла к суточным суммам твердых осадков и сезонной изменчивости c и k .

Уравнения (6.6) и (6.8) справедливы лишь в случае однородных независимых в совокупности данных. При наличии рядов максимальных годовых значений отдельных параметров, например водного эквивалента снежного покрова, необходимо установить независимость данных путем проведения корреляционного анализа случаев выпадения снега за ряд последовательных дней. Кроме того, необходимо проявлять осторожность при статистической обработке отдельных совокупностей; например, суточные режимы снегопадов в декабре и феврале чаще всего будут отличаться. Другими словами, вероятности, рассчитанные по уравнению (6.8) для других периодов, будут различаться [75]. Средние месячные значения обычно могут считаться отдельной совокупностью однородных данных.

Временная изменчивость

В климатологии в качестве основы для расчетов и практического применения принят 30-летний период осреднения. При использовании нормированных данных можно сделать вывод о стабильности климата, однако в действительности климат довольно изменчив, поэтому временные вариации должны учитываться при планировании, проектировании и управлении. 30-летний период выбран в связи с тем, что в течение этого срока средние значения рядов стремятся к постоянному значению. Хершфилд [73] показал, что среднее квадратическое отклонение суточных экстре-

мов имеет тенденцию к стабилизации при продолжительности временных рядов свыше 50 лет. Однако в каждом конкретном случае этот вывод требует проверки, поскольку средние значения и вариации подвержены постоянным изменениям. Повторение цикла снегопадов периода 1865—1875 гг. в окрестностях Торонто (рис. 6.21) сейчас находит практическое применение в области планирования и организации снегоуборочных работ. Средние зна-

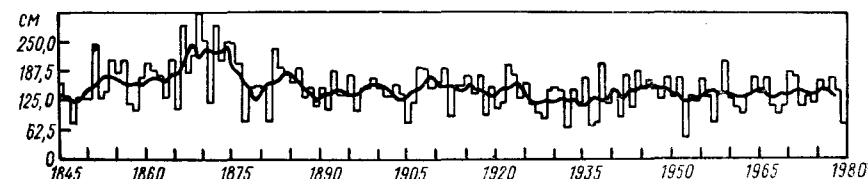


Рис. 6.21. Годовая сумма твердых осадков в районе Торонто, Канада, за период с 1845 по 1975 г.

Годовые суммы обозначены вертикальными линиями, ломаная линия нанесена по результатам осреднения за 5-летние периоды.

чения коротких временных рядов могут быть приведены в соответствии со средними значениями более продолжительных рядов при помощи соответствующих коэффициентов, однако следует учитывать и естественную временную изменчивость коэффициентов. Корт [30] рекомендует в качестве предикторов использовать медианы 15-летних периодов, вычисляемые каждые 5 лет.

В связи с временной изменчивостью различных данных, например количества твердых осадков, статистические характеристики коротких временных рядов могут существенно отличаться от характеристик более длинных рядов, из которых они получены в результате выборки. В общем случае анализ архивных материалов позволяет выявить долгопериодические серии, отражающие изменчивость изучаемых характеристик. Такие данные могут применяться для контроля и проверки серий более коротких временных рядов. Маскирующий характер коротких временных рядов довольно часто наблюдается при анализе климатических данных, что обуславливает особую осторожность при использовании такой информации. Пример влияния длительности временных серий на статистические характеристики данных наблюдений представлен в табл. 6.10.

Некоторые характеристики выявляются в результате анализа сезонных данных. На Крайнем Севере благодаря низким отрицательным температурам в районах, достаточно удаленных от незамерзающих морей и океанов, формируются слабые сухие снегопады. В континентальных районах, на территории которых часто наблюдаются вторжения арктического воздуха, для середины зимы характерны слабые снегопады, однако в начале и

в конце зимы отмечаются обильные снегопады, при которых выпадает более влажный снег. В районах, расположенных южнее, и на территориях, прилегающих к океану, довольно часто (хотя и не всегда) наблюдается выпадение влажного снега в начале и

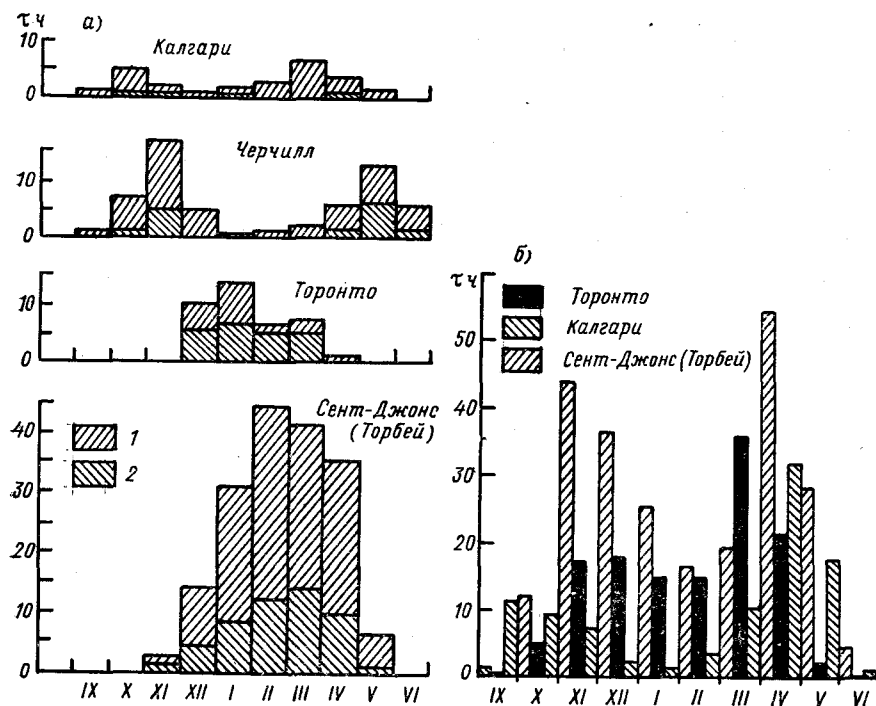


Рис. 6.22. Средняя продолжительность τ (ч) выпадения замерзающих осадков на отдельных станциях Канады за период 1957—1966 гг.

а — замерзающие жидкие осадки (1 — замерзающая морось, 2 — замерзающий дождь); б — выпадение снега при температуре воздуха выше $0,56^\circ\text{C}$.

Таблица 6.10

Вариации средней толщины снежного покрова (h) и ее среднего квадратического отклонения (σ) в районе Шавиниган-Фолс, Квебек, вычисленные по данным наблюдений за различные периоды

Период	h см	σ см
1966—1979	92,7	24,9
1928—1976	73,1	23,6
1929—1938	65,6	13,0

в конце зимы, а также дождя, формирующего ледяные корки в толще снега (рис. 6.22). Физические характеристики свежевыпавшего снега меняются в течение снегопада, так же как температура и влажность. В ряде случаев необходимо учитывать качественные изменения состояния снега. Влияние таких вариаций наиболее отчетливо проявляется в стратиграфии снежного по-

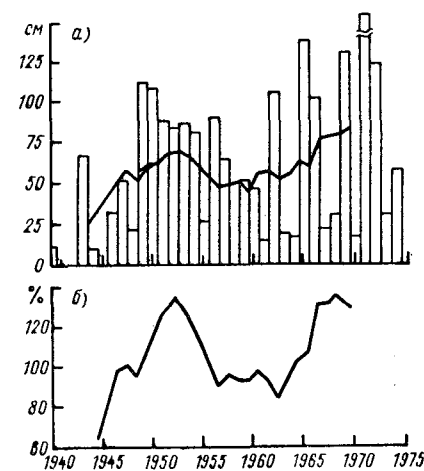


Рис. 6.23. Примеры циклических изменений толщины свежевыпавшего снега [132].

а — толщина (см) свежевыпавшего снега за сезон, Ванкувер; б — отношение (%) годовой толщины свежевыпавшего снега к среднему ее значению за период 1940—1974 гг. для районов Тихоокеанского побережья.

крова в условиях холодного климата и практически не сказывается в период начала снеготаяния.

В рядах данных о характеристиках снегопадов и снежного покрова иногда наблюдаются четко выраженные циклы (рис. 6.23) [132]. Часто возникает искушение использовать цикличность для целей прогноза, однако, кроме суточных и годовых, большинство прочих циклов неустойчивы. Даже при наличии выраженной цикличности вклад цикла в суммарную изменчивость, определяемую комплексом метеорологических процессов, крайне незначителен. Данные о снеге должны тщательно анализироваться для выявления периодов и амплитуд циклов и их изменчивости. Не следует слишком упрощать подход к анализу циклов снегопадов.

Пространственная изменчивость

Определенная часть дефицита улавливаемых осадкомерами снежных осадков связана с орографическим фактором, поскольку объем свежевыпавшего снега в значительной степени обусловлен формой поверхности, характером растительного покрова, наличием открытых водных пространств, а также общей изменчивостью климата. На рис. 6.24 представлена карта распространения мак-

симальной за 30 лет толщины снежного покрова в зимний период в Канаде. Толщина характеризуется высокой пространственной изменчивостью в соответствии с физико-географическими и климатическими условиями регионов. Большое число климатологических станций расположено на защищенных от ветра или, по крайней мере, сильных бурь участках, поэтому экстраполяция

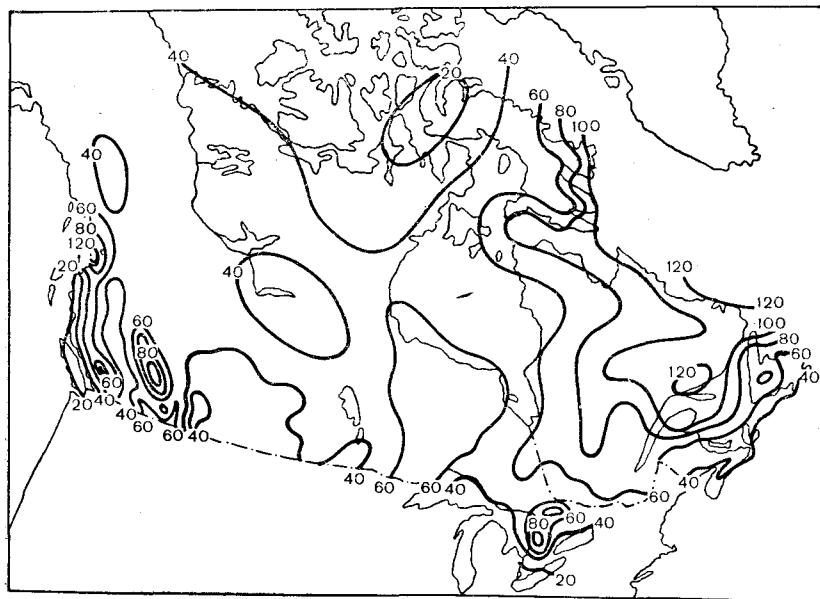


Рис. 6.24. Максимальная за 30 лет толщина (см) снега в зимний период [22].

данных одного участка на другой при условии, что участки характеризуются различной степенью закрытости, представляет трудноразрешимую проблему. Результаты расчетов количества свежеснегавпавшего снега обычно сравнивают либо с материалами наземных измерений снеготзапасов вблизи осадкомерного пункта, либо с данными об объемах весеннего стока. Пространственное осреднение значений компенсирует влияние орографии и инструментальных погрешностей.

Основная трудность заключается в переходе от точечных климатологических наблюдений к пространственным оценкам объема выпавшего снега. Для решения этой задачи предложен ряд зависимостей, например в работах Г. Д. Рихтера и П. П. Кузьмина [1, 2], в которых содержатся довольно полные обзоры исследований различий снеготнакопления в разных типах местности (см. главу 5). Однако возможность применения полученных результа-

тов определяется чисто качественно и очевидно, что необходимо провести обширные исследования для установления подобных зависимостей для других регионов, прежде чем удастся получить оценки характеристик снегопадов и снежного покрова желаемой точности для большинства регионов. Снегомерные маршруты обычно располагают на участках с повышенной аккумуляцией снега с целью обеспечения не только непрерывности ряда наблюдений в течение многих лет, но и хорошей корреляции со стоком водосбора. Эти цели не всегда достигаются, если сеть снегомерных маршрутов организуется для решения иных задач, таких как изучение проходимости снежной целины или прочности снега.

Слишком часто при анализе информации ее потребители догматически считают точечные значения параметров абсолютными. Эта ошибка обычна при картировании снежного покрова. Изолинии, характеризующие пространственную изменчивость снежного покрова, часто формируют ложное представление о точности данных. Вероятность неправильной интерпретации может быть уменьшена при использовании масштаба картирования и интервала между изолиниями, соответствующих точности данных [36]. При использовании мелкомасштабных карт риск неверной интерпретации уменьшается.

Если требуются статистические достоверные оценки осредненных по пространству значений характеристик снежного покрова, необходимо для определения вариаций выборки провести достаточное количество наблюдений с использованием калиброванных инструментов. Например, в районах с относительно однородным снежным покровом истинное среднее значение толщины снега находится в пределах $\bar{S}_c \pm (\sigma/\sqrt{N})t$, где N — число измерений, $\bar{S}_c$ — среднее значение толщины снега, σ — среднее квадратическое отклонение и t — критерий Стьюдента, который приводится в ряде книг по статистике. Для того чтобы истинное среднее значение находилось в пределах $\bar{S}_c \pm \Delta\bar{S}_c$ (среднее значение выборки с определенным доверительным интервалом), $\Delta\bar{S}_c$ должно быть меньше $(\sigma/\sqrt{N})t$. Например, если в выборке имеется 20 значений толщины снега со средним квадратическим отклонением 2,0 см, тогда $t_{0,05} = 2,09$, так что вычисленная средняя толщина снега с более чем 95 %-ной вероятностью не отличается более чем на 1 см от истинного значения. Этим же способом можно вычислить требуемое количество данных измерений для расчета средних значений с любым доверительным интервалом при условии, что среднее квадратическое отклонение задано.

В табл. 6.11, составленной Степпуном и Диком [125], приводится сравнение средней толщины снежного покрова $\bar{S}_c$ и среднего квадратического отклонения, полученных по результатам многочисленных наблюдений за снежным покровом на луговых возвышенностях Саскачевана, в процессе которых количество из-

Таблица 6.11

Статистические характеристики, полученные по данным многократных наблюдений за толщиной снежного покрова в пределах ареала луговой возвышенности в районе оз. Бэд, Саскачеван, в 1972 г. [125] (перепечатывается с разрешения Национальной Академии Наук, Вашингтон, федеральный округ Колумбия)

N	$\bar{S}_c$ см	$\bar{S}'_c$ %	σ см	σ' %	N	$\bar{S}_c$ см	$\bar{S}'_c$ %	σ см	σ' см
64	13,85	0	8,82	0	32	13,26	4	8,05	9
57	13,97	1	8,93	1	26	14,61	5	9,90	12
54	14,10	2	8,99	2	22	14,61	5	10,24	16
51	13,31	4	7,84	11	18	14,59	5	10,94	24
48	14,31	3	9,46	7	16	12,47	10	6,58	25
46	13,56	2	7,96	10	13	16,02	16	12,14	38
43	14,37	4	9,29	5	11	12,00	13	6,76	23
38	13,33	4	8,09	8	8	16,12	16	14,37	63

Примечание. Относительные отклонения $\bar{S}'_c$ и σ' рассчитывались как отношение разности значений при данном N и $N=64$ к значению при $N=64$.

мерений в пределах одного и того же маршрута изменялось. Анализ таблицы показывает, что, если считать $\bar{S}_c$ и s по данным 64 измерений истинными значениями статистических характеристик выборки, то значение среднего квадратического отклонения постепенно увеличивается с уменьшением размеров выборки. Если предполагается, что оптимальное число наблюдений в выборке должно обеспечивать 5 и 10 %-ное отклонение среднего значения выборки и стандартного отклонения соответственно, то число наблюдений должно находиться в пределах 26 и 32.

Выделение участков в соответствии с их снегозадерживающими характеристиками, а также использование иных нестатистических критериев обеспечивают более точное определение количественных характеристик пространственного распределения снежного покрова. Уменьшение вариаций выборки имеет определенные преимущества: повышается достоверность данных в выборке, уменьшается требуемое для расчетов количество наблюдений, увеличивается вероятность равномерного распределения снежного покрова в пределах отдельного ландшафтного участка и облегчается экстраполяция результатов.

Степпун и Дик указывают также на несимметричность пространственного частотного распределения данных о снежном покрове в пределах конкретного типа ландшафтов. Распределение толщины снега часто обнаруживает большую асимметрию, чем распределение его плотности. Эта особенность не исключает возможность применения нормального распределения при статистической обработке, поскольку средние значения выборки стремятся

к нормальному распределению с увеличением числа наблюдений в выборке. Раздельное измерение толщины и плотности снега крайне целесообразно в условиях, когда пространственные вариации этих двух характеристик существенно различны. Довольно часто исследователь обнаруживает, что толщина снега сильнее сказывается на величинах водного эквивалента, нежели плотность снега. В таком случае число наблюдений за толщиной снега должно быть больше числа наблюдений за плотностью снежного покрова.

Вычисления

Для реконструкции данных при наличии пропусков в рядах, а также для интерполяции и экстраполяции получаемых результатов могут использоваться самые различные методы обработки информации. При обработке данных может применяться весь комплекс методов — от простейших графических и математических аппроксимаций до сложных моделей, включающих в себя проверку согласуемости данных.

При реконструкции данных об осадках обычно применяется метод нормализованных отношений с привлечением результатов наблюдений на близлежащих осадкомерных станциях. Например, в случае четырех станций выражение имеет вид

$$P_4 = N_4 [(P_1/N_1) + (P_2/N_2) + (P_3/N_3)]/3, \quad (6.9)$$

где N_i — норма, а P_i — соответствующие действительные значения на станциях с индексами $i = 1, 2, 3, 4$. Часто довольно точные данные могут быть получены при анализе изолиний карты, отражающей пространственное распределение исследуемой характеристики в конкретных топографических условиях. Способы экстраполяции данных не обеспечивают получения достоверных оценок и требуют особой осторожности при распространении физических зависимостей или уравнений регрессии за пределы тех районов, для которых они определены.

Метод отношений обычно применяется для приведения коротких временных рядов к нормальному периоду или для вычисления количества твердых осадков за зимний период по средней годовой сумме осадков. Он также используется для расчета значений за определенный период временного ряда при использовании хорошо известных полей и установившегося частотного распределения данных в качестве основы для расчета. Например, кривая, характеризующая отношение экстремальных значений к средним, иногда применяется для расчета экстремальных значений в специфических условиях местности.

При расчетах значений в рядах данных желательно использовать зависимости между характеристиками снежного покрова и

физико-географическими и климатическими факторами. Некоторые такие зависимости можно найти в обзорных работах [1, 2, 96].

Регрессионный анализ обычно применяется для интерполяции и экстраполяции, например для расчета количества твердых осадков или водного эквивалента снежного покрова при изменении высоты местности (рис. 6.25, см. также главу 5). Необходимо

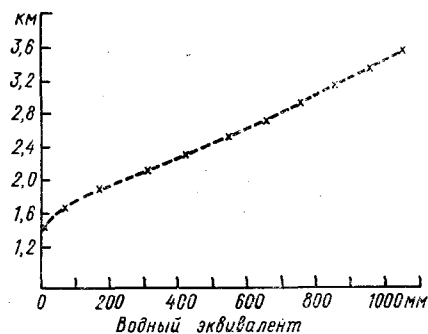


Рис. 6.25. Зависимость среднего значения снегозапасов от абсолютной высоты для р. Кзылча, СССР, 1953 г. (по данным П. П. Кузьмина [1]).

помнить об эмпирическом характере регрессионного анализа. Например, увеличение количества твердых осадков с высотой часто связывают лишь с изменением абсолютной высоты, в то время как в этом увеличении проявляется взаимодействие множества факторов, в частности понижение температуры воздуха, ослабление таяния и возрастание интенсивности выпадения снега в зоне хребтов. Учет всех этих факторов может повысить точность расчетов, но вместе с тем приведет к уменьшению числа степеней свободы и повлияет на значение результатов. Широкое применение расчетных уравнений регрессии всегда требует особой осторожности. В уравнениях отражено влияние условий погоды и рельефа, которые могут значительно меняться соответственно в течение коротких периодов времени и на небольших расстояниях.

Инженерные расчеты

В главе 13 представлены основы теории и методы расчета снеговых нагрузок на сооружения. Довольно часто при решении ряда инженерных задач требуется оценить характеристики снежных ресурсов. Для этих целей обычно применяется частотное распределение, например при расчетах количества свежеснежавшего снега с 1 % -ной обеспеченностью.

В гидрологии используется и ряд других методов. Заниженные оценки экстремальных значений исследуемого параметра получаются при использовании кривых измеренных экстремальных величин на данной территории. При анализе следует обращать внимание на продолжительность временных рядов, поскольку в общем случае при увеличении продолжительности ряда возрастает вероятность регистрации аномальных значений экстремума. Очень длинные ряды должны анализироваться с привлече-

нием газетных архивов и других источников информации для проверки соответствия получаемых кривых реальным значениям. При изучении экстремальных значений характеристик снежного покрова может применяться «систематический» подход. Например, расчет максимальной суммы осадков за сезон может быть получен простым суммированием максимальных сумм осадков за ноябрь, декабрь и другие месяцы.

Согласованность метеорологических данных обуславливает возможность применения такого подхода, хотя он и имеет ряд недостатков: рассчитанное таким образом экстремальное значение зависит от периода проведения измерений; так, значения, полученные в результате суммирования суточных экстремумов, равны значениям, полученным в результате суммирования недельных или месячных экстремумов, или превышают их. При выборе временного интервала для характеристик естественной повторяемости снегопадов необходимо проявлять осторожность.

Указанными способами могут обрабатываться данные, характеризующие снегопады и снежный покров. Поскольку в данных маршрутных снегомерных наблюдений учитывается влияние абляции, эти данные позволяют более достоверно оценить экстремумы характеристик снежного покрова, чем характеристики снегопадов. Применение методов интерполяции и экстраполяции требует учета изменчивости рельефа местности.

Расчет количества твердых осадков по максимуму основывается на допущении о том, что каждый отдельный снегопад может наблюдаться при максимальных значениях влажности атмосферы для конкретного участка в определенный период года. На практике измеренное количество твердых осадков умножается на коэффициент, характеризующий отношение потенциального значения влажности воздушной массы, из которой происходит выпадение осадков, к действительному ее значению. При сравнении двух расчетных методов для бассейнов в провинции Квебек обнаружено [25], что суммы твердых осадков, рассчитанные по максимуму, согласуются со значениями, полученными при использовании систематического подхода для 4-суточного интервала (рис. 6.26).

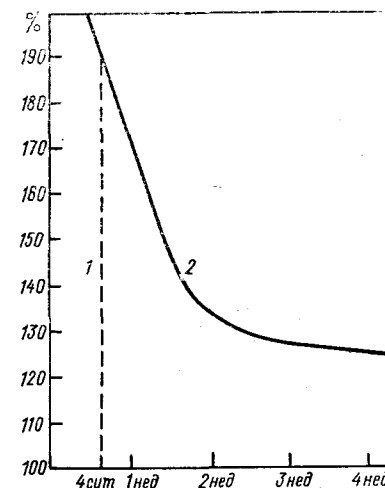


Рис. 6.26. Расчетные максимальные суммы твердых осадков за сезон для бассейнов рек Маникуаган и Оутардз, Квебек [25].

1 — метод расчета по максимуму, 2 — систематический подход.

Форма представления данных

Данные о снеге представляются в цифровой, графической или картографической форме и обычно включаются в одну из следующих общих категорий: а) даты формирования, схода или продолжительности залегания снежного покрова, иногда в комплексе с другими характеристиками; б) толщина отложенного снега и величина снегозапасов; в) физические характеристики снега — плотность, твердость, влажность и т. д.; г) функциональные зависимости между свойствами снежного покрова и другими величинами, например, зависимость толщины снега от абсолютной высоты. Данные обычно бывают представлены в виде средних, медианных и нормальных значений, отклонений, вариаций, частот, скоростей, экстремумов или продолжительностей за определенный период в условиях конкретной местности.

Представление данных в табличной форме наименее трудоемко и обычно позволяет наилучшим образом анализировать большие массивы данных. Однако в ряде случаев более предпочтительным оказывается использование графиков и карт, поскольку в этом случае облегчается определение аномальных значений, а также математических и физических зависимостей, используемых в дальнейшем при расчетах и интерпретации результатов.

При составлении карт и диаграмм рекомендуется придерживаться общих положений, таких, например, которые были предложены Всемирной Метеорологической организацией и изложены в «Руководстве по климатологическим работам» [148]. При использовании карт и диаграмм в оперативных и инженерных целях их форма и содержание определяются специфическими потребностями исследования. В таких случаях аналитик должен особое внимание обращать на то, чтобы точность представления данных на диаграммах не превышала точности первоначальных данных. В пояснительном тексте к каждой карте или диаграмме должна быть ссылка на источник данных, способ обработки данных при подготовке карты и соответствующие ограничения.

Формирование, продолжительность залегания и сход снежного покрова

В общем случае даты формирования и схода снежного покрова достаточно просто определяются для условий высоких широт, однако в случае более низких широт возникают существенные затруднения из-за большого числа оттепелей в течение зимы. Для преодоления этих затруднений необходимо выработать четкие критерии, удовлетворяющие интересам потребителей. Мак-Кей и Томпсон [93] считают датой формирования сезонного снежного покрова первый день первого семидневного периода, в течение

которого снег непрерывно залегает на поверхности Земли. Подобные допущения предложены и для дат схода снежного покрова. Продолжительность залегания снега просто определяется в соответствии с датами формирования и схода снежного покрова.

Даты формирования и схода снежного покрова, а также продолжительность его залегания приблизительно подчиняются гауссову частотному распределению, поэтому расчет значений с заданной обеспеченностью может осуществляться с использованием вероятностной кривой нормального распределения.

Толщина снежного покрова

При анализе толщины отложенного снега обычно существенных трудностей не возникает. Однако в районах с мягкой зимой могут отмечаться нулевые значения толщины, и вероятность отсутствия снежного покрова увеличивается в районах с более теплым климатом. При большой повторяемости нулевых значений следует вместо средних значений использовать медианные и усложнить применение частотного распределения.

Распределение характеристик снегопадов и снежного покрова меняется с изменением продолжительности периода наблюдений. Наибольшее внимание обращается на максимальное снегонакопление за сезон. При статистической обработке, как было показано выше, эти данные или их логарифмы обычно описываются нормальным гауссовым распределением или распределением экстремальных значений Гумбеля. Для районов с повторяющимися нулевыми значениями толщины указанные типы распределения неприменимы к полным массивам данных без некоторой модификации. Мак-Кей и Томпсон [93] выяснили для условий канадских прерий, что наклоны линий, построенных по ненулевым значениям данных для станций, характеризующихся перерывами в залегании устойчивого снежного покрова, согласуются с наклонами линий, построенных для близлежащих станций, на которых перерывы в залегании снежного покрова отсутствуют. При анализе данных использовались разделение рядов и вычисление синтетических средних значений (для периода временного ряда 2,12 года — распределение экстремальных значений) для вычисления значений более длинных временных рядов.

Иногда не удается получить данные о толщине снега за определенный период по сети синоптических станций. В таком случае обычно проводятся ежедневные наблюдения за твердыми осадками и снежным покровом. Снегозапасы определяются довольно просто, если снеготаяние еще не началось, или могут быть рассчитаны методом водного баланса в условиях начавшегося снеготаяния [90].

Снег и окружающая среда

Существование снежного покрова и его физические характеристики зависят от атмосферных условий. В свою очередь снежный покров, занимающий обширные пространства, оказывает влияние на окружающую среду. Учитывать такое взаимодействие необходимо при выборе способа обработки данных о снежном покрове.

При анализе некоторых климатических характеристик (например, средних месячных значений температуры) следует учитывать, что в течение месяца могли быть дни, когда покров отсутствовал. При выяснении функциональных зависимостей между характеристиками снежного покрова и климатологическими характеристиками может потребоваться тщательное сопоставление данных. Так, повышение температуры воздуха может ограничить распространение снежного покрова. Температура точки росы быстро приближается к 0°C , если воздушная масса в течение длительного времени находится над снежной поверхностью; этот фактор должен учитываться при анализе снеготаяния. Количество свободной воды, плотность снежного покрова, а также его адгезия и оседание очень тесно зависят от прошлых и настоящих атмосферных условий.

Физические характеристики снегопадов и снежного покрова постоянно изменяются в соответствии с изменениями атмосферных условий, градиентов температуры и парциального давления водяного пара. Плотность и твердость снега зависят от таких факторов, как кристаллическая структура, стратиграфия и содержание свободной воды. В качестве примера можно привести наблюдения за плотностью и влажностью снега. В течение периодов интенсивного снеготаяния увеличение содержания талой воды в снежном покрове приводит к повышению плотности до 500 кг/м^3 . Если в дальнейшем таяние прекращается, плотность может уменьшиться до 370 кг/м^3 вследствие фильтрации воды из снежной толщи. Такой характер изменения плотности или влажности снежного покрова может оказывать существенное влияние на ценные характеристики зимних дорог, условия для катания на лыжах, а также на решение ряда других прикладных задач; это указывает на необходимость тщательного анализа всех факторов при сравнении данных, измеренных в течение нескольких часов или суток.

Относительная защищенность от ветра также является важнейшим фактором, требующим учета. Билело [16] выяснил, что средняя плотность снежного покрова ρ (кг/м^3) в пределах сезона связана со средней температурой воздуха T ($^{\circ}\text{C}$) и скоростью ветра u (м/с) следующей эмпирической зависимостью:

$$\rho = 152 - 0,31T + 1,9u. \quad (6.10)$$

Поскольку T и u в какой-то мере определяются рельефом, плотность снежного покрова испытывает значительные пространственные вариации.

Значительные изменения плотности снега происходят в течение коротких периодов времени даже при отсутствии таяния с момента выпадения снежных кристаллов на поверхность Земли. Чеч [28] наблюдал увеличение плотности с $35\text{--}56$ до 176 кг/м^3 за 24 ч, в течение которых наблюдался метелевый перенос. Повторяемость выпадения влажного снега определяется статистической сопряженностью признаков, например, чаще всего влажный снег выпадает при условии, что температура воздуха равна или выше -1°C .

Внутри снежной толщи и в особенности вблизи контакта снежного покрова с подстилающей поверхностью большое значение имеет энергетический баланс. Например, если солнечная радиация интенсивно поглощается снежным покровом, в месте контакта с грунтом может наблюдаться таяние, в то время как температура воздуха у поверхности снега может не превышать -5°C . И наоборот, таяние снега на границе раздела воздух—снег может практически отсутствовать даже при температурах воздуха выше 0°C , если радиация не поглощается снежным покровом. В таких условиях на границе раздела снега и воздуха может образоваться корка льда, однако интенсивность энергообмена оказывается недостаточной для растапливания снега внутри толщи. Радиационный баланс может в значительной степени определяться характером растительного покрова и подстилающей поверхности, если снежный покров маломощен, а также содержанием различных примесей, например пыли (см. главы 7 и 9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов.— Л.: Гидрометеониздат, 1960. 171 с.
2. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства.— М., Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
3. Adams W. P. 1976. Areal differentiation of snowcover in East Central Ontario. Water Resour. Res., Vol. 12, No. 6, pp. 1226—1234.
4. Allis J. A., B. Harris and A. L. Sharp. 1963. A comparison of performance of five given rain gauge installations. J. Geophys. Res., Vol. 68, pp. 4723—4729.
5. Armstrong R. L. 1976. The application of isotopic profiling snow gauge data to avalanche research. Proc. 44th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 12—19.
6. Atmospheric Environment Service. 1973a. Precipitation. Environ. Can., Downsview, Ont.
7. Atmospheric Environment Service. 1973b. Snow surveying. 2nd Ed. Environ. Can., Downsview, Ont.
8. Atmospheric Environment Service. 1980. Monthly record, meteorological observations in Canada. Environ. Can., Downsview, Ont.
9. Atmospheric Environment Service. 1977. Manual of surface weather observations — 7th Ed., Environ. Can., Downsview, Ont.

10. Barnes G. W., Jr. 1974. A new California Department of Water Resources Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 329—338.
11. Barnes J. C. and C. J. Bowley. 1969. Operational snow mapping from satellite photography. Proc. 26th Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 79—103.
12. Barnes J. C., C. J. Bowley and J. L. Cogan. 1974. Snow mapping applications of thermal infrared data from the satellite very high resolution radiometer (VHRR). Final Rep., Doc. 0438-F, Environ. Res. Tech., Inc.
13. Barton M. 1974. New concepts in snow surveying to meet expanding needs. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 39—46.
14. Barton M. and M. Bruke. 1977. SNOTEL: An operational data acquisition system using meteor burst technology. Proc. 45th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 82—87.
15. Beaumont R. T. 1965. Mt. Hood pressure pillow snow gauge. J. Appl. Meteorol., Vol. 4, pp. 626—631.
16. Bilello M. A. 1967. Relationships between climate and regional variations in snowcover density in North America. Physics of Snow and Ice (H. Oura, ed.), Proc. Int. Conf. Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, Vol. 1, Part 2, pp. 1015—1028.
17. Bilello M. A. 1969. Surface measurements of snow and ice for correlation with aircraft and Satellite observations. Sp. Rep. No. 127, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
18. Bindon H. H. 1964. The design of snow samplers for Canadian snow surveys. Proc. 21st Annu. Meet. East Snow Conf., pp. 23—28.
19. Bissel V. C. and E. L. Peck. 1973. Monitoring snow water equivalent by using natural soil radioactivity. Water Resour. Res., Vol. 9, pp. 885—890.
20. Bissel V. C. and E. L. Peck. 1974. Measurement of snow at a remote site: natural radioactivity technique. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 604—613.
21. Blincow D. W. and S. C. Dominay. 1974. A portable profiling snow gauge. Proc. 42nd Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 53—57.
22. Boyd D. 1961. Maximum snow depths and snow loads on roofs in Canada. Proc. 29th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 6—16.
23. Bray D. I. 1973. A report on the variability of snow water equivalent measurements at a site. Proc. 30th Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 20—31.
24. Brooks C. E. P. and N. Carruthers. 1953. Handbook of Statistical Methods in Meteorology. Her Majesty's Sta. Off., London.
25. Bruce J. P. and R. H. Clark. 1966. Introduction to Hydrometeorology. Pergamon Press, London.
26. Chadwick D. G. 1972. Precipitation telemetry in mountainous areas. Water Resour. Res., Vol. 8, pp. 255—258.
27. Chow V. T. 1954. The log-probability law and its engineering applications. Am. Soc. Civ. Eng. Proc., Vol. 80, Separate 536.
28. Church J. E. 1943. Perennial snow and glaciers. Scientific Monthly, Vol. 56, pp. 211—231.
29. Coles G. A. and D. R. Graham. 1980. Alberta Environment's real-time hydro-meteorological network. Proc. Data Collection Platform Networks Workshop, Can. Remote Sensing Soc., Sept. 1979, Quebec City, P. Q.
30. Court A. 1967. Climate normals as predictors. Rep. No. 67—824, Vol. 1, San Fernando Valley State College Foundation, Northridge, Los Angeles, Calif.
31. Cox L. M., L. D. Bartee, A. G. Crook, P. E. Farnes and J. L. Smith. 1978. The care and feeding of snow pillows. Proc. 46th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 40—47.
32. Crutcher H. L., G. F. McKay and D. C. Fulbright. 1977. A note on a gamma distribution computer program and computer-produced graphs. NOAA Tech. Rep. EDS, Nat. Inf. Serv., Springfield, Va.
33. Davis R. T. 1973. Operational snow sensors. Proc. 30th Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 57—70.
34. den Hartog G. and H. L. Ferguson. 1975. National water balance maps of evapotranspiration and precipitation. Proc. Can. Hydrol. Symp.-75, Winnipeg, Aug. 11—14, pp. 511—525.
35. Dickinson W. T. and H. R. Whiteley. 1972. A sampling scheme for shallow snowpacks. Bull. Int. Assoc. Hydrol. Sci., Vol. 17, pp. 247—258.
36. Espenshade E. B. and S. V. Schytt. 1956. Problems in mapping snowcover. Rep. 27, US Snow, Ice and Permafrost Res. Etab.
37. Farnes P. E. 1978. Future snow survey operations with SNOTEL. Proc. 46th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 15—20.
38. Farnes P. E., B. E. Goodison, N. P. Peterson and R. P. Richards. 1980. Proposed metric snow samplers. Proc. 48th Annu. Meet., West Snow Conf.
39. Ferguson H. L. 1973. Precipitation network design for large mountainous areas. WMO/OMM No. 326, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 84—105.
40. Ferguson H. L. and B. E. Goodison. 1974. Mean snowpack water equivalent maps and snow course data problems over southern Ontario. Proc. 31st Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 91—111.
41. Ferguson H. L., H. I. Hunter and D. G. Schaefer. 1974. The IHD mountain transects project, Part II—Instrumentation problems and data record. Can. Meteorol. Res. Rep. CMRRI/75, Atmos. Environ. Ser., Downsview, Ont.
42. Ferguson H. L. and S. Lapczak. 1977. Satellite imagery analysis of snow cover in the Saint John and Souris river basins. Proc. Fourth Can. Symp. Remote Sensing, Quebec City, Can. Aeronaut. and Space Inst., Ottawa, Ont., pp. 126—142.
43. Ferguson H. L. and P. Y. T. Louie. 1974. Precipitation and evapotranspiration models by the Atmospheric Environment Service. Tech. Suppl. II, Ch. 6, Final Rep., Canada-British Columbia Okanagan Basin Agreement, Off. Study Director, Penticton, B. C., pp. 82—116.
44. Ferguson H. L. and D. Storr. 1974. Hydrometeorological network design for basin studies. IHD Workshop Seminar on Hydrologic Data Collection, Oct. 21—22, Can. IHD Secretariat, Ottawa.
45. Ferguson H. L. and D. M. Pollock. 1971. Estimating snowpack accumulation for run-off prediction. Can. Hydrol. Symp., No. 8, Runoff from Snow and Ice, Queen's Printer, Ottawa, Vol. 1, pp. 7—27.
46. Findlay B. F., D. Gray, G. A. McKay and H. A. Thompson. 1972. Networks in Arctic areas. Casebook on Hydrological Network Design Practice, WMO No. 324, World Meteorological Organization, Geneva, pp. V5.1—V5.1-6.
47. Findlay B. F. and B. E. Goodison. 1978. Archiving and mapping of Canadian snowcover data. Presented at Workshop on Mapping and Archiving of Data on Snowcover and Sea Ice Limits, Inst. Arct. Alp. Res., Univ. Colo., Boulder, 2—3 November.
48. Flanders A. F. 1979. Design of automatic telemetring and satellite transmission systems: hydrological data transmission. Rep. WMO Working Group on Hydrol. Data Transmission, Processing and retrieval, World Meteorological Organization, Geneva.
49. Foster J. L., D. K. Hall, A. T. C. Chang, A. Rango, L. J. Allison and B. C. Diesen, III. 1980. The influence of snow depth and surface air temperature on satellite—derived microwave brightness temperature. NASA Tech. Memo. TM-80695, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.
50. Freeman T. G. 1964. Snow survey samplers and their accuracy. Proc. 22nd Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 1—10.
51. Gandin L. S. 1970. The planning of meteorological station networks. WMO Tech. Note No. III, World Meteorological Organization, Geneva.
52. Goodison B. E. 1975. Standartization of snow course data: reporting and publishing. Proc. 32nd Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 12—23.
53. Goodison B. E. 1977. Snowfall and snow cover in Southern Ontario: principles and technique of assessment. Ph. D. Thesis, Univ. Toronto, Toronto, Ont.
54. Goodison B. E. 1978a. Canadian snow gauge measurements: accuracy, impli-

- cations, alternatives, needs. Proc. Seventh Symp. Appl. Prairie Hydrol., Water Studies Inst., May 9—11, Saskatoon, Sask., pp. 7—15.
55. Goodison B. E. 1978b. Accuracy of Canadian snow gauge measurements. *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 27, pp. 1542—1548.
 56. Goodison B. E. 1978c. Comparability of snowfall and snowcover in a Southern Ontario basin. Proc., Modeling Snow Cover Runoff (S. C. Colbeck and M. Ray, eds.), US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H., pp. 34—43.
 57. Goodison B. E. 1978d. Accuracy of snow samplers for measuring shallow snowpacks: an update. Proc. 35th Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 36—49.
 58. Goodison B. E. and D. J. McKay. 1978. Canadian snowfall measurements: some implications for the collection and analysis of data from remote stations. Proc. 46th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 48—57.
 59. Goodison B. E., S. E. Waterman and E. J. Langham. 1980. Application of synthetic aperture radar data to snow cover monitoring. Proc. 6th Remote Sensing Symp., 21—23 May, Halifax, N. S.
 60. Graham D. R., W. E. Kerr and R. J. Grauman. 1977. Automatic hydrometeorological telemetry network of Alberta. Proc. Can. Hydrol. Symp.—77, August 29—31. Edmonton, Alta., Nat. Res. Council, Ottawa, Ont., pp. 136—143.
 61. Grant L. O. and J. O. Rhea. 1974. Elevation and meteorological controls on the density of new snow. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdisc. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 169—181.
 62. Grasty R. L. 1979. One flight snow-water equivalent measurement by airborne gamma-ray spectrometry. Paper presented at WMO Workshop on Remote Sensing of Snow and Soil Moisture by Nuclear Techniques, Voss, Norway, 23—27 April.
 63. Grasty R. L., H. S. Loijens and H. L. Ferguson. 1974. An experimental gamma-ray spectrometer snow survey over southern Ontario. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdisc. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 579—593.
 64. Gray D. M., D. I. Norum, G. E. Dyck. 1970. Densities of Prairie snowpacks. Proc. 38th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 24—30.
 65. Gumbel E. J. 1958. Statistics of Extremes. Columbia Univ. Press, New York.
 66. Haan C. T. 1977. Statistical Methods of Hydrology. The Iowa State Univ. Press, Ames.
 67. Hall D. K., A. Chang, J. L. Foster, A. Rango and T. Schmugge. 1978. Passive microwave studies of snowpack properties. Proc. 46th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 33—39.
 68. Hall D. K., J. L. Foster, A. T. C. Chang and A. Rango. 1979. Passive microwave applications to snowpack monitoring using satellite data. NASA Tech. Memo. TM-80310, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.
 69. Halliday R. A. 1975. Data retransmission by satellite for operation purposes. Proc. Int. Sem. on Modern Developments in Hydrometry, Sept. 8—13, Padua, Italy.
 70. Hamon W. R. 1973. Computing actual precipitation in mountainous areas. WMO No. 326. World Meteorological Organization, Geneva, pp. 159—173.
 71. Hare F. K. and J. E. Hay. 1971. Anomalies in the large-scale annual water balance over Northern North America. *Can. Geogr.*, Vol. XV, No. 2, pp. 79—94.
 72. Harris R. E. and A. C. Carder. 1974. Rain and snow gauge comparisons. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. II, pp. 557—564.
 73. Hershfield, D. M. 1961. Estimating the portable maximum precipitation. *J. Hydraulics Div.*, Proc. Am. Soc. Civil Eng., Vol. 87, HY5, pp. 99—116.
 74. Hogg W. D. and A. J. Hanssen. 1979. Computer enhanced snow cover analysis of satellite data. *Can. Hydrol. Symp.*: 79—Cold Climate Hydrology, Nat. Res. Council, Can., Ottawa, Ont., pp. 414—423.
 75. Isyumov N. and A. G. Davenport. 1974. A portable approach to the prediction of snow loads. *Can. J. Civil Eng.*, Vol. 1, pp. 28—49.
 76. Isyumov N. and M. Mikitiuk. 1976. Climatology of snowfall and related meteorological variables with application to roof snow load specifications. Proc. 33rd Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 41—69.
 77. Jones E. B., A. E. Fritzsche, Z. G. Burnson and D. L. Burge. 1974. Areal snowpack water-equivalent determinations using airborne measurements of passive terrestrial gamma-radiation. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdisc. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 594—603.
 78. Kerr W. E. 1976. Snow pillow experiences in a prairie (Alberta) environment. Proc. 44th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 39—47.
 79. Kogan R. M., M. V. Nikiforov, V. P. Chirkov, A. F. Yakovlev and Sh. D. Fridman. 1965. Determination of water equivalent of snow cover by method of aerial gamma survey. *Sov. Hydrol. Sel. Pap.*, No. 2, pp. 183—187.
 80. Kuz'min P. P. Development of a reference precipitation gauge for the measurement of snow. Unpubl. written communication with the Chairman of the WMO/CIMO/WG on Measurement of Precipitation, Evaporation and Soil Moisture, Geneva, Oct. 1975.
 81. Larson L. W. and E. L. Peck. 1974. Accuracy of precipitation measurements for hydrologic modelling. *Water Resour. Res.*, Vol. 10, pp. 857—863.
 82. Limpert F. A. and J. L. Smith. 1974. Utility of isotope profiling snow gauge for water management. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdisc. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 625—631.
 83. Loijens H. S. 1975. Measurements of snow water equivalent and soil moisture by natural gamma radiation. Proc. Can. Hydrol. Symp.—75, Aug. 11—14, Winnipeg, pp. 43—50.
 84. Loijens H. S. 1979. Measurement of snow water storage in the Lake Superior basin using aerial gamma-ray spectrometry. Paper presented at WMO Workshop on Remote sensing of Snow and Soil Moisture by Nuclear Techniques, 23—27 April, Voss, Norway.
 85. Loijens H. S. and R. L. Grasty. 1973. Airborne measurement of snow-water equivalent using natural gamma radiation over southern Ontario, 1972—1973. *Sci. Ser. No. 34, Inland Waters Directorate, Environ. Can., Ottawa, Ont.*
 86. Mayo L. R. 1972. Self-mixing antifreeze solution for precipitation gauges. *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 11, pp. 400—404.
 87. McGinnis D. F., J. A. Pritchard and D. R. Wiesnet. 1975a. Determination of snow depth and snow extent from NOAA-2 satellite very high resolution radiometer data. *Water Resour. Res.*, Vol. 11, pp. 897—902.
 88. McGinnis D. F., J. A. Pritchard and D. R. Wiesnet. 1975b. Snow depth and extent using VHRR data from the NOAA-2 satellite. Tech. Memo. NESS-63, Washington, D. C.
 89. McGuinness J. L. and D. L. Brakensiek. 1964. Simplified techniques for fitting frequency distribution to hydraulic data. US Dept. Agric. and Water Cons. Res. Div., Washington, D. C.
 90. McKay G. A. 1963. Relationships between snow survey and climatological measurements. Int. Union Geod. Geophys., Gen. Assem. Berkely (Surface Water). Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. 63, pp. 214—227.
 91. McKay G. A. 1970a. Precipitation. Handbook on the Principles of Hydrology (D. M. Gray, ed.), Water Information Centre, Inc., Port Washington, N. Y., pp. 2.1—2.111.
 92. McKay G. A. 1970b. Problems of measuring and evaluating snowcover. Snow Hydrology, Proc. of CNC/IHD Workshop Seminar, Feb. 28—29, 1968, Univ. New Brunswick, Can. Nat. Comm. Int. Hydrol. Decade, Ottawa, Ont., pp. 48—62.
 93. McKay G. A. and H. A. Thompson. 1967. Snow cover in the prairie provinces of Canada. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, Vol. 11, pp. 812—815.
 94. Meier M. F. 1975. Application of remote-sensing techniques to the study of seasonal snow cover. *J. Glaciol.*, Vol. 15, pp. 251—265.
 95. Meteorological Branch. 1965. The nipher shielded snow gauge. Meteorol. Branch, Can. Dept. Transport, Toronto. CIR-4353, INS-154.

96. Miller D. H. 1976. Spatial interactions produced by meso-scale transports of water in the atmospheric boundary layer. Paper presented to Assoc. Am. Geogr., New York, N. Y.
97. Miller R. W. 1962. Aerial snow depth marker configuration and installation consideration. Proc. 30th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 1—5.
98. Morrison R. G. 1976. Nuclear techniques applied to Hydrology. Proc. 44th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 1—6.
99. National Research Council of Canada. 1966. Statistical methods in hydrology. Proc. Hydrol. Symp. No. 5, Queens Printer, Ottawa, Ont.
100. Nipher F. E. 1978. On the determination of the true rainfall in elevated gauges. Am. Assoc. Advancement Sci., Vol. 27, pp. 103—108.
101. Nkemdirim L. C. and P. W. Benoit. 1975. Heavy snowfall expectations for Alberta. Can. Geogr., Vol. 19, pp. 60—72.
102. NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). 1977. National environmental satellite service catalog of products. NOAA Tech. Memor. NESS88, US Dept. Commerce, Washington, D. C., pp. 83—89.
103. Nordenson T. 1968. Preparation of coordinated precipitation, runoff and evaporation maps. IHD Rep. No. 6, World Meteorological Organization, Geneva.
104. Ohtake T. and T. Henmi. 1970. Radar reflectivity of aggregated snowflakes. 14th Radar Meteor. Conf., Tucson, Ariz., Am. Meteorol. Soc., Boston Mass., pp. 209—210.
105. Otnes J. 1972. Network in mountainous areas. Casebook on Hydrological Network Design Practice, WMO No. 324, World Meteorological Organization, Geneva, pp. V.1.1—V.1.10.
106. Peck E. L. 1972. Snow measurement predicament. Water Resour. Res., Vol. 8, pp. 244—248.
107. Peck E. L., V. C. Bissel, E. B. Jones and D. L. Burge. 1971. Evaluation of snow water equivalent by airborne measurement of passive terrestrial gamma radiation. Water Resour. Res., Vol. 7, pp. 1151—1159.
108. Peck E. L., L. W. Larson and J. W. Wilson. 1974. Lake Ontario snowfall observation network for calibrating radar measurements. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdisc. Symp., Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 412—421.
109. Peck E. L., T. R. Carrol and S. C. Van Demark. 1979. Operational aerial snow surveying in the United States. Paper presented at WMO Workshop on Remote Sensing of Snow and Soil Moisture by Nuclear Techniques, 23—27 April, Voss, Norway.
110. Pollock D. M., Rogalsky J., and D. A. Carr. 1973. A processing system for Fisher and Porter precipitation gauge data. CLI-6-71, Atmos. Environ. Serv., Environ. Canada, Downsview, Ont.
111. Potter J. G. 1965. Water content of freshly fallen snow. CIR-4232, TEC-569, Meteorol. Branch, Dept. of Transport., Toronto, Ont.
112. Puhakka T. 1975. On the dependence of the Z—R relation on the temperature of snowfall. Proc. 16th Radar Meteorol. Conf., 22—24 Apr., Houston, Tex., Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass., pp. 504—507.
113. Rango A. and R. Peterson (eds.), 1980. Operational applications of satellite snowcover observations. Proc. of Final Workshop, 16—17 April, 1979, Sparks, nev., NASA Conf. Pub. 2116, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.
114. Rango A., A. T. C. Chang and J. L. Foster. 1979. The utilization of spaceborne microwave radiometers for monitoring snowpack properties. Nordic Hydrol., Vol. 10, pp. 25—40.
115. Rawls W. J., D. C. Robertson, J. F. Zuzel and W. R. Hamon. 1975. Comparison of precipitation gage catches with a modified Alter and rigid Alter type wind shield. Water Resour. Res., Vol. 11, pp. 415—417.
116. Rechar P. A., R. D. Brewer and A. Sullivan. 1974. Measuring snowfall, a critical factor for snow resource management. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdisc. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 706—715.

117. Schumann H. H. 1975. Operational applications of satellite snowcover observations and LANDSAT data collection systems operations in central Arizona. Proc. Operational Applications of Satellite Snowcover Observations, 18—20 August, South Lake Tahoe, Calif., NASA, Washington, D. C., pp. 13—28.
118. Sekhon R. S. and R. C. Srivastava. 1970. Snow size spectra and radar reflectivity. J. Atmos. Sci., Vol. 27, pp. 299—307.
119. Shreve D. C. and A. J. Brown. 1974. Development and field testing of a remote radioisotopic snow gauge. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdisc. Symp., Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 661—673.
120. Smith J. L., H. G. Halverson and R. A. Jones. 1972. Central Sierra profiling snowgauge: a guide to fabrication and operation. USAEC Rep. TID-25986, Nat. Tech. Inf. Serv., US Dept. Commer., Washington, D. C.
121. Solomon S. I., J. P. Denouvilliez, E. A. Chart, J. A. Wooley and C. Cadou. 1968. The use of a square grid system for computer estimation of precipitation, temperature and runoff. Water Resour. Res., Vol. 4, pp. 919—929.
122. Solomon S. I. 1972. Joint mapping. Casebook on Hydrological Network Design Practice. WMO No. 324, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 1112.1—1112.16.
123. Sporns U. 1976. Snow cover mapping in mountainous areas—Columbia river drainage above Muca Dam. Unpubl. Rep., B. C. Hydro., Vancouver, B. C.
124. Stark R. G. 1974. Precipitation, evaporation and snow cover data collection system: Part I: National scale. IHD Workshop Seminar on Hydrologic Data Collection, 21—22 Oct., Can. IHD Secretariat, Ottawa, Ont.
125. Steppuhn H. and G. E. Dyck. 1974. Estimating true basin snowcover. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdisc. Symp., US. Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 314—324.
126. Steppuhn H. 1976. Areal water equivalents for prairie snowcovers by centralized sampling. Proc. 44th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 63—68.
127. Stidd C. K. 1953. Cube-root-normal precipitation distributions. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 34, pp. 31—35.
128. Struzer L. R. 1965. Principal shortcomings of methods of measuring atmospheric precipitation and means of improving them. Sov. Hydrol.: Sel. Pap. No. 1, pp. 21—35.
129. Struzer L. R. 1969. Method of measuring the correct values of solid atmospheric precipitation. Sov. Hydrol.: Sel. Pap. No. 6, pp. 560—565.
130. Tarble R. D. 1968. California federal-state snow sensor investigations, problems and rewards. Proc. 36th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 106—109.
131. Thom H. C. S. 1966. Distribution of maximum annual water equivalent of snow on the ground. Mon. Weather Rev., Vol. 94, pp. 265—271.
132. Thomas M. K. 1975. Recent climatic fluctuations in Canada. Atmos. Environ. Serv., Environ. Can., Downsview, Ont.
133. Tobiasson W. and R. Refield. 1976. CRREL is developing new snow load design criteria for the United States. (Abstracts), Proc. 33rd Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 70—72.
134. Tollan A. 1970. Determination of areal values of water equivalent of snow in a representative basin. Nordisk Hydrologisk K. Konferens, Stockholm, Vol. 11, pp. 97—105.
135. U. S. Department of Agriculture Forest Service. 1974. Snow lab notes. Pacific South-west For. Range Expt. Sta., Berkely, Calif.
136. U. S. Soil Conservation Service, 1972. Snow survey and water supply forecasting. Section 22, SCS Nat. Eng. Handb., US Dept. Agric., Washington, D. C.
137. Warner C. and K. L. S. Gunn. 1967. Measurement of snowfall by optical attenuation. J. Appl. Meteorol., Vol. 8, No. 1, pp. 110—121.

138. Washichek J. 1973. Collection of atmospheric data for project skywater. The Role of Snow and Ice in Hydrology. Proc. Banff Symp., Sept. 1972, Unesco—WMO—IASH, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 1, pp. 644—655.
139. Wasserman S. E. and D. J. Monte. 1972. A relationship between snow accumulation and snow intensity as determined from visibility. J. Appl. Meteorol., Vol. 11, pp. 385—388.
140. Weiss L. L. and W. T. Wilson. 1957. Precipitation gauge shields. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Toronto (Trans. Vol. 1, Land Erosion, Instruments, Precipitation) Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. 43, pp. 462—484.
141. Wiesnet D. R. 1974. The role of satellites in snow and ice measurements. NOAA Tech. Memo. NESS58, Nat. Oceanic Atmos. Admin., US Dept. Commer., Washington, D. C.
142. Wiesnet D. R. 1978. Future U. S. satellite programs of interest to snow scientists. Proc. 35th Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 81—88.
143. Wiesnet D. R., M. Mathson and D. F. McGinnis. 1978. NOAA satellite monitoring of snowcover in the northern hemisphere during the winter of 1977. Proc. 35th Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 63—80.
144. Wilson J. W. 1974. Measurements of snowfall by radar. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 391—401.
145. Wilson J. W. 1975. Measurement of snowfall by radar during the IFYGL. Proc. 16th Radar Meteorol. Conf., 22—24 April, Houston, Tex., pp. 508—513.
146. Wilson J. W. and D. M. Pollock. 1977. Precipitation (radar) project of the IFYGL lake meteorology program. IFYGL Spec. Bull. No. 20, NOAA, Washington, D. C.
147. Work R. A., H. J. Stockwell, T. G. Freeman and R. T. Beaumont. 1965. Accuracy of field snow surveys, western United States, including Alaska. Tech. Rep. 163, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
148. World Meteorological Organization. 1960. Guide to climatological practices. Rep. No. 100, TP. 44, Secretariat, World Meteorological Organization, Geneva.
149. World Meteorological Organization. 1973. Snow survey from earth satellites, a technical review of methods. WMO/IHD Rep. No. 19, WMO No. 353, World Meteorological Organization, Geneva.
150. World Meteorological Organization. 1974. Guide to hydrological practices. 3rd Ed. Ch. 2, Instruments and Methods of Observation. WMO No. 168, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 2.1—2.90.
151. World Meteorological Organization. 1976. International working seminar on snow studies by satellites. Final Rep., WMO, Geneva.
152. Young G. J. 1974. A stratified sampling design for snow surveys based on terrain shape. Proc. 42nd Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 14—22.
153. Young G. J. 1976. A portable profiling snow gauges — results of field tests on glaciers. Proc. 44th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 7—11.

Глава 7

Свойства снега и физические процессы в снежном покрове

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Снегоотложение

В настоящей главе рассматриваются физические свойства снега, залегающего на грунте, и процессы, которые происходят внутри снежной толщи и определяют изменения ее свойств.¹ Ледяные частицы атмосферного происхождения характеризуются большим разнообразием размеров и форм (см. главу 4). В процессе падения частицы растут, происходит их разрушение, обзернение и коагуляция. Например, если звездчатые кристаллы выпадают хлопьями при слабом ветре, плотность свежевыпавшего снега может быть очень мала (порядка 10 кг/м³). В то же время при выпадении ледяного дождя (замерзшие с поверхности капли воды) плотность отложений может достигать 500 кг/м³. Между этими экстремальными значениями возможны любые промежуточные значения плотности.

Скорость ветра определяет характер упаковки кристаллов в поверхностном слое. При большой скорости ветра первоначальное дробление кристаллов происходит в турбулентном приземном слое атмосферы, простирающемся на несколько метров над поверхностью земли; дальнейшее дробление частиц наблюдается при их отскакивании и волочении по поверхности снежного покрова (в процессе сальтации) во время снегопада, либо впоследствии при метелевом переносе. В результате уменьшения размеров и увеличении окатанности частиц их упаковка в поверхностном слое становится значительно более плотной.

Одна из основных структурных особенностей снежного покрова заключается в наличии в нем ледяных прослоек (рис. 7.1), влияющих не только на интенсивность воздухо- и влагообмена внутри снежной толщи, но и на проходимость снежной целины. До начала активного снеготаяния прослойки льда формируются в ре-

¹ Читатель должен помнить, что в этой главе рассматриваются далеко не все свойства снега. Дополнительная информация содержится в других главах, например в главах 5 и 9 — о плотности и альбедо снега, в главах 11 и 19 — о его твердости.

зультате поверхностного таяния, вызванного преимущественно воздействием радиации, последующего замерзания и перекрытия ледяных образований слоями свежавыпавшего снега, а также в результате выпадения ледяного дождя. Как только капли дождя достигают поверхности снежного покрова, начинается процесс их

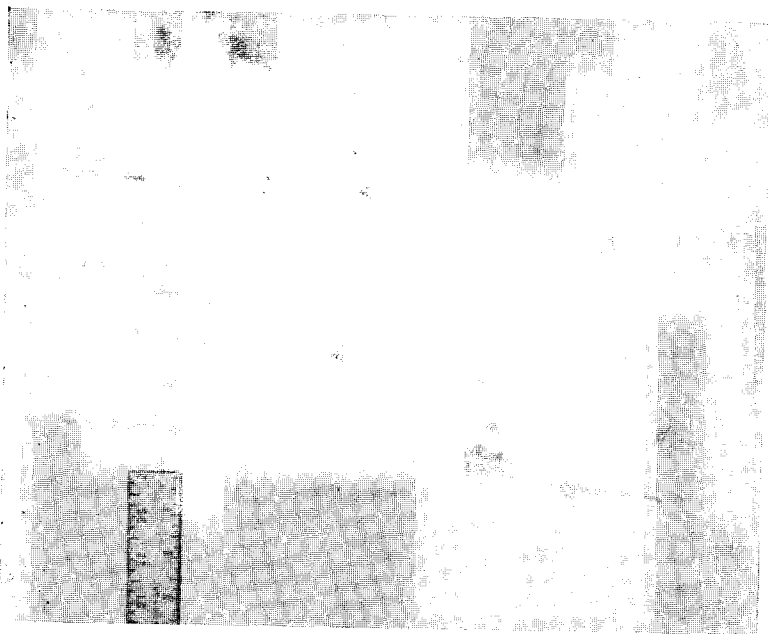


Рис. 7.1. Стратиграфия естественного снежного покрова: темные почти горизонтальные линии — ледяные прослои, содержащие подкрашенную воду. (Фотография перепечатывается с разрешения Ванкевича.)

замерзания и вся вода или часть ее превращается в лед. Толщина и протяженность ледяных слоев зависит от температуры переохлажденных капель, окружающего воздуха и верхних слоев снежного покрова. Если слой льда становится сплошным и водонепроницаемым, на его поверхности может скапливаться вода. При последующем замерзании этой воды образуются толстые линзы льда, являющиеся составной частью снежного покрова. В другом случае вода просачивается в снег, меняя его внутреннюю структуру. В обоих случаях эти слои впоследствии могут перекрываться слоями свежавыпавшего снега.

Снежный покров, сформировавшийся в результате многочисленных снегопадов, каждый из которых происходил при разных метеорологических условиях, характеризуется резко выраженной слоистостью. Отложения снега свойственна и неоднородность

в плоскости напластования, поскольку препятствия влияют на турбулентность в приземном слое и вызывают формирование заносов. Аналогичное аэродинамическое воздействие оказывает ровная шероховатая поверхность в условиях сальтации, что приводит к образованию снежных дюн на открытых участках суши или на поверхности замерзших озер. Формирование и распространение снежных заносов и дюн зависят от направления ветра. Поскольку направление ветра и тип осадков могут сильно меняться в течение одного снегопада, стратиграфия снежного покрова характеризуется существенной пространственной неоднородностью. В связи с этим возникают серьезные трудности при оценке снегозапасов (см. главу 5).

Эволюция снежного покрова

После отложения снега форма его частиц претерпевает изменения; этот процесс называется метаморфизмом. Например, дендритовые кристаллы распадаются на отдельные фрагменты, и более крупные частицы растут за счет более мелких. Подобный процесс продолжается до тех пор, пока обломки частиц не превратятся в более или менее округлые зерна льда¹ или не возникнет значительный температурный градиент внутри снежного покрова. Механизм, вызывающий первоначальные изменения формы, до конца не изучен; тем не менее имеются веские экспериментальные доказательства того, что в этом процессе ведущую роль играет миграция молекул воды в виде водяного пара. С термодинамической точки зрения снежные кристаллы стремятся к равновесному состоянию, и термодинамической характеристикой, определяющей этот процесс, является свободная энергия², что предполагает минимизацию площади поверхности снежных кристаллов по отношению к их объему.

Одновременно с разрушением дендритов формируются связи в точках контакта снежных зерен. Этот процесс, известный под названием смерзания или спекания, способствует повышению прочности снежного покрова³. Два ледяных зерна в точке кон-

¹ Зерном называется монокристалл, имеющий во всем объеме единую кристаллическую решетку. Поверхность такого зерна имеет неправильную форму и не отражает габитуса кристалла, образуемого системой плоских внешних граней, ориентация которых определяется симметрией молекулярной упаковки.

² В этой главе «свободная энергия» — термодинамическое понятие, означающее энергию, свободную для выполнения работы. Читатель найдет более полное изложение этого вопроса в ряде фундаментальных работ (например, [37]), рассматривающих свободную энергию применительно к открытым и закрытым системам.

³ В этой главе и других главах для обозначения снега на грунте используются взаимозаменяемые термины «снежный покров» и «снежная толща». Последний термин употребляется, чтобы подчеркнуть процесс аккумуляции; термин «снежный покров» обычно используется в более общем контексте.

такта образуют термодинамически неравновесную систему, поскольку значение свободной энергии превышает минимальное. Формирование шейки между зернами ведет к уменьшению суммарной площади поверхности. В этом процессе перенос водяного пара также играет ведущую роль.

Как только в каком-либо слое снежного покрова устанавливается значительный перепад температуры, характер процесса метаморфизма существенно меняется. Температурные различия определяются теплообменом на верхней и нижней поверхностях снежной толщи. На верхней границе теплообмен обусловлен радиационной составляющей, заметную роль играет и тепло фазовых переходов, в то время как на нижней границе наиболее существенным процессом является кондуктивный перенос тепла.

Поскольку парциальное давление водяного пара зависит от температуры, наличие градиента температуры обуславливает возникновение градиента парциального давления водяного пара и его диффузию из теплых частей снежной толщи в более холодные. Иосида и др. [139] считают, что водяной пар переносится непосредственно от одного зерна к другому. Таким образом, перенос водяного пара происходит в результате последовательных переходов из твердой фазы в газообразную и обратно в твердую. Значительная часть снега проходит через газообразную фазу и отлагается частично в виде новых кристаллов. Вновь формирующиеся кристаллы — глубинная изморозь — имеют самую разную форму, но довольно характерное слоистое строение, представленное ступенчатой или ребристой поверхностью некоторых граней кристаллов. Такие кристаллы слабо связаны между собой. Малая прочность на сдвиг слоев с подобными кристаллами служит основной причиной возникновения лавин из снежной доски (см. главу 11).

Метаморфизм может быть также вызван уплотнением за счет давления вышележащих слоев снега. В результате этого процесса снег превращается в ледниковый лед, кристаллы которого иногда достигают 10 см. На ранних стадиях повторное замерзание талой воды может ускорить процесс уплотнения снежного покрова.

Все перечисленные процессы ниже рассматриваются более детально. Однако следует отметить, что вариации строения снежного покрова, обусловленные различиями в характере снегоотложения и последующей эволюции снежной толщи, приводят к формированию крайне сложной и неоднородной среды. Более того, хотя свойства снега в интересах упорядочения изложения представляются в этой главе отдельно, изменения свойств тесно связаны с процессами метаморфизма.

Роль свободной энергии в метаморфизме снега

Часто при объяснении изменений, обусловленных метаморфизмом кристаллов снега, используются принципы термодинамики. Предполагается, что объем, содержащий несколько снежных кристаллов, представляет собой термодинамическую систему, и тогда бесконечно малые изменения состояния кристаллов могут описываться первым законом термодинамики (или законом сохранения энергии):

$$dU = \delta Q - \delta W, \quad (7.1)$$

где dU — изменение внутренней энергии U ; δQ — теплота, поступающая в систему извне; δW — работа, выполняемая системой. Если работа выражается только в изменениях объема или площади поверхности льда, то

$$\delta W = p dV + \xi dA, \quad (7.2)$$

где p — давление, V — объем, ξ — удельная поверхностная энергия, A — площадь поверхности.

Второй закон термодинамики для системы с постоянной массой имеет вид

$$dS > \delta Q/T, \quad (7.3)$$

где dS — изменение энтропии, T — температура системы, при которой ей сообщается элементарное количество тепла. Если процесс теплопередачи обратим, а температурные различия в слое бесконечно малы, или если единственным процессом, происходящим в системе, служит передача или отвод тепла при постоянной температуре, то

$$dS = \delta Q/T. \quad (7.4)$$

Для полностью изолированной системы в соответствии со вторым законом термодинамики все изменения происходят таким образом, что

$$\sum dS_i > 0, \quad (7.5)$$

где суммирование производится по всем i -м фазам системы. При данной массе снега это означает, что суммирование должно проводиться для всех кристаллов снега, а также воздуха и водяного пара, определяющих состояние системы в период бесконечно малого ее изменения.

Критерий равновесия может выражаться через термодинамический потенциал Гиббса

$$dG = \sum dG_i = 0, \quad (7.6)$$

где

$$G = U - TS + pV + \xi A. \quad (7.7)$$

Определение критерия G изложено в ряде работ по термодинамике (например, [53]). Из уравнений (7.6) и (7.7) получаем

$$dG = dU - T dS - S dT + p dV + \xi dA + A d\xi = 0. \quad (7.8)$$

При постоянных температуре, давлении и поверхностной энергии уменьшение термодинамического потенциала Гиббса может быть обусловлено уменьшением площади поверхности или объема одной из фаз. Таким образом, в условиях однородного распределения температуры наблюдается тенденция к такому изменению формы снежных кристаллов, чтобы отношение площади поверхности к объему стремилось к минимуму. Равновесие наступает в том случае, когда дальнейшие изменения не приводят к уменьшению термодинамического потенциала Гиббса, т. е. $dG = 0$.

Хотя при рассмотрении снежных кристаллов поверхностные эффекты имеют важное значение, некоторые из хорошо известных свойств снега могут быть объяснены без ссылки на поверхностные условия. В этом случае удобнее рассмотреть термодинамическую систему, включающую в себя чистую воду в объемном состоянии. Уравнения (7.1) и (7.3) применимы к объемному состоянию, а уравнения (7.2) и (7.8) упрощаются:

$$\delta W = p dV, \quad (7.9)$$

$$dG = dU - T dS - S dT + p dV + V dp. \quad (7.10)$$

Если уравнения (7.9) и (7.4) подставить в (7.1), а полученное выражение использовать для исключения dU из уравнения (7.10), то получим следующее соотношение для изменения свободной энергии:

$$dG = -S dT + V dp. \quad (7.11)$$

В случае гетерофазной системы (твердая, жидкая и газообразная фазы) условие равновесия требует, чтобы различные фазы имели одно и то же количество свободной энергии на единицу массы (см., например, [53]). Это означает, что изменения свободной энергии на единицу массы должны быть равны для каждой фазы. В противном случае равновесие фаз нарушается. Таким образом,

$$dG_v = dG_l = dG_s, \quad (7.12)$$

где для газообразной фазы

$$dG_v = -S_v dT + V_v dp, \quad (7.12a)$$

для жидкой фазы

$$dG_l = -S_l dT + V_l dp, \quad (7.12b)$$

для твердой фазы

$$dG_s = -S_s dT + V_s dp. \quad (7.12в)$$

Исключение dG из любых двух уравнений приведенной системы позволяет записать:

$$dp/dT = (S_1 - S_2)/(V_1 - V_2),$$

где индексы 1 и 2 относятся к любым двум фазам. В точке равновесия, где $G_1 = G_2$, переход между двумя фазами обратим, поэтому может быть использовано уравнение (7.2). Таким образом,

$$\Delta S = S_1 - S_2 = Q/T = L_{12}/T, \quad (7.13)$$

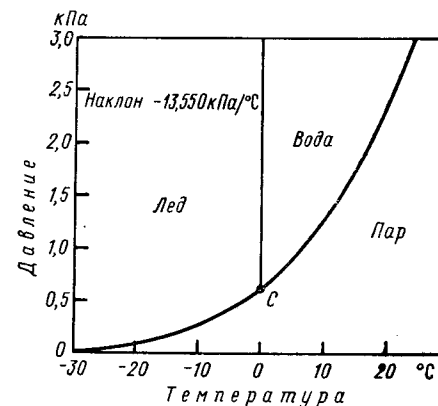


Рис. 7.2. Фазовая диаграмма для чистой воды.

С — тройная точка.

где L_{12} — теплота фазового перехода. Следовательно,

$$dp/dT = L_{12}/(T \Delta V_{12}), \quad (7.14)$$

где ΔV_{12} — увеличение объема во время фазового перехода. Это уравнение, известное под названием уравнения Клапейрона—Клаузиуса, определяет увеличение давления dp , необходимое для поддержания фазового равновесия при повышении температуры на dT . Получение трех уравнений этого типа не зависит от каких-либо допущений о фазовых состояниях, хотя при выводе их использовалась концепция однокомпонентной системы (т. е. чистой воды). Графическое представление уравнения (7.14) называется фазовой диаграммой (рис. 7.2). Когда в системе присутствуют все три фазы, наблюдается уникальный случай решения уравнения (7.14): все три кривые пересекаются в так называемой тройной точке (0,0099 °C, 0,615 гПа для чистой воды).

При атмосферном давлении положение этих кривых слегка смещается, поэтому они пересекаются в новой точке (0 °C и 0,6095 кПа), известной под названием точки плавления льда. Свободная энергия ледяных кристаллов в воздухе зависит от давления воздуха. Однако эта зависимость незначительна и одинакова для всех кристаллов, поэтому в дальнейших рассуждениях она рассматриваться не будет.

В сухом снежном покрове, сформировавшемся за несколько дней, обычно наблюдаются вариации температуры с глубиной. Наблюдаемые различия температуры связаны с различиями парциального давления водяного пара, которые могут быть рассчитаны по представленному в интегральной форме уравнению (7.14) (см., например, работу [37]). Поскольку пар переносится в направлении более низких значений давления, в итоге происходит перенос массы из теплых частей снежных толщ, где парциальное давление водяного пара над снежными кристаллами выше, к более холодным частям, где давление ниже. В результате более холодные кристаллы растут за счет более теплых. Такой процесс называется конструктивным метаморфизмом — этот термин часто используется при рассмотрении роста кристаллов. При небольших градиентах температуры образуются крупные зерна снега со слабо выраженной кристаллической огранкой. В условиях значительных градиентов температуры возникает огранка кристаллов, параллельная внутренним кристаллическим плоскостям, обусловленным молекулярной упаковкой. Такие кристаллы называются глубинной изморозью, поскольку они часто возникают в нижних слоях холодного снежного покрова в результате диффузии водяного пара из относительно теплого подстилающего грунта. Глубинная изморозь может формироваться в любой части снежного покрова, например, в случае перекрытия относительно теплых слоев снега холодным свежавыпавшим снегом. Изморозь на поверхности снежного покрова также может состоять из кристаллов подобной формы, однако формируется она в результате ночного радиационного выхолаживания поверхности снега. Более подробно динамика роста кристаллов рассматривается в работе [57].

Метаморфизм снежных кристаллов наблюдается и при отсутствии градиента температуры и соответствующих различий парциального давления водяного пара. В первые часы с момента отложения снега до установления значительного градиента температуры преобладает деструктивный метаморфизм, в результате которого происходит распад дендритовых и игольчатых кристаллов и формируются относительно округлые зерна. При деструктивном метаморфизме важную роль играет массоперенос путем миграции водяного пара, однако механизм этого процесса до конца не выяснен. В то же время известно, что парциальное давление водяного пара может меняться над неровными поверхностями, характерными для снежных кристаллов. Соответствующие различия давления над искривленной поверхностью раздела двух фаз могут быть описаны формулой [4]

$$dp_s - dp_v = \xi (1/r_1 + 1/r_2), \quad (7.15)$$

где dp_s — разность парциального давления водяного пара для твердой фазы над искривленной и плоской неограниченной поверхностью, dp_v — соответствующая разность парциального дав-

ления водяного пара для газообразной фазы, ξ — удельная поверхностная энергия, r_1 и r_2 — основные радиусы кривизны ледяной поверхности. В общем случае в соответствии с уравнением (7.15) парциальное давление водяного пара над выпуклой поверхностью больше, а над вогнутой — меньше, чем над плоской поверхностью.

В случае относительно ровных поверхностей может также наблюдаться увеличение парциального давления пара. Хотя радиус кривизны наиболее узкой части кристалла может быть бесконечен или даже достаточно велик и отрицателен для одного из направлений, равновесное парциальное давление водяного пара тем не менее может превышать его парциальное давление над плоской поверхностью, поскольку радиус кривизны поверхности, перпендикулярной его длинной оси, довольно мал. В то же время относительно ровные пластинчатые кристаллы, у которых оба радиуса кривизны велики, характеризуются небольшим увеличением парциального давления водяного пара. Если такие высокие и низкие значения парциального давления характерны для участков, близко расположенных друг к другу, в процессе сублимации наблюдается диффузия и лед переотлагается на участках с более низким парциальным давлением.

Если ледяные зерна испытывают локальные напряжения таким образом, что dp_s оказывается положительно, тогда при тех же радиусах кривизны эта величина возрастает. Хотя величина dp_s определяется здесь как направление сжатия, любые сдвигающие или комбинированные напряжения (возникающие, например, при изгибе) будут также повышать свободную энергию и, следовательно, парциальное давление водяного пара. Эксперименты подтверждают этот вывод [138]. В ходе детальных исследований процесса утончения основания дендритового кристалла обнаружено, что скорость уменьшения радиуса основания на несколько порядков превышает значение, которое должно было бы наблюдаться при наличии только фактора кривизны. Кроме того, в случае с тонкими игольчатыми кристаллами упругие напряжения, обусловленные весом прилегающих кристаллов, могут существенно ускорять процесс утончения.

После того как дендритовые или игольчатые кристаллы, уменьшаясь, превращаются в более или менее округлые зерна, процесс деструктивного метаморфизма продолжается в виде сублимации и роста больших зерен за счет мелких. Этот процесс приводит к уменьшению площади поверхности и соответственно — свободной энергии. Смерзание также способствует уменьшению площади контактов между большими кристаллами. Этот процесс в последние годы изучался рядом исследователей [49, 56, 62, 113]. По-видимому, сублимация служит основным процессом, определяющим увеличение площади контакта или шейки между двумя смерзающимися сферами [58]. Градиент, обуславливающий пере-

нос водяного пара, возникает в результате различий кривизны ледяных поверхностей шейки и прилегающих ледяных частиц. Перечисленные процессы способствуют уплотнению снега и повышению его механической целостности, что в свою очередь определяет увеличение его прочности и твердости.

Жидкая вода в снежном покрове концентрируется возле точек контакта между ледяными зернами. Колбек [30] различает два режима насыщения влажного снега: маятниковый режим, когда вода занимает менее 14 % объема пор и воздушные включения внутри снега сообщаются между собой, и фуникулярный режим, когда вода занимает более 14 % объема пор, а воздушные включения сохраняются в виде отдельных изолированных пузырьков. Метаморфизм влажного снега определяется локальными температурными различиями вблизи границ зерен [30]. Такие различия обусловлены вариациями радиусов кривизны на границах раздела лед—вода, вода—водяной пар и лед—водяной пар. Колбек установил, что в фуникулярном режиме теплоток направлен от больших зерен к меньшим, и это приводит к диссипации последних, в то время как большие зерна продолжают увеличиваться в размерах. В маятниковом режиме радиус кривизны ледяных зерен оказывает меньшее влияние на процесс теплопереноса, поэтому преобладающим оказывается капиллярный эффект, приводящий к выравниванию температуры частиц. Для этого режима характерно и меньшее количество воды, посредством которой может происходить теплоперенос. В результате при маятниковом режиме скорость роста зерен существенно меньше. Колбек указывает, что прочность снега, находящегося в маятниковом режиме, достаточно велика, поскольку в области контактов зерен таяние отсутствует. В фуникулярном режиме снег обладает незначительной прочностью из-за малой прочности цепочек связей. При замерзании такой снег становится очень прочным в результате образования жестких контактов между зернами. Этот процесс называется метаморфизмом таяния — замерзания, он играет определенную роль при фирнизации перелетывающего снежного покрова.

При изложении теории метаморфизма нельзя не упомянуть о процессе рекристаллизации. Хотя этот процесс больше относится к теории кристаллического роста поликристаллического льда, его влияние сказывается и на процессах превращения снега в лед. В отложившемся снеге наблюдаются вариации напряжений и, следовательно, свободной энергии. Такие вариации способствуют возникновению массообмена между кристаллами при плотности снежного покрова порядка 580 кг/м^3 , соответствующей тесной беспорядочной упаковке несвязных зерен. Хобс и Радке [59] показали, что механизмом переноса при такой плотности служит объемная диффузия сквозь ледяную решетку, направленная в сторону зон высокого напряжения вблизи контактов между кристал-

лами. Указанные исследователи считают, что скорость уплотнения не зависит от приложенного давления, по крайней мере для периодов продолжительностью до 15 ч. Однако с увеличением давления вышележащих слоев снега вязкопластическое течение может стать доминирующим фактором в процессе уплотнения.

При вязкопластическом течении кристаллы постоянно деформируются. Исследование зависимости роста зерен от такого тече-

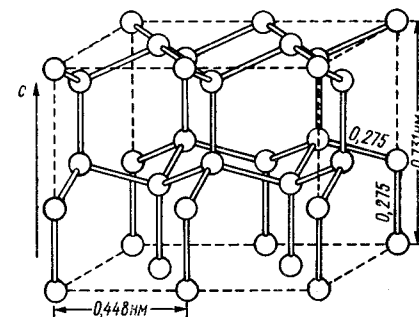


Рис. 7.3. Расположение атомов кислорода в решетке льда.

Атомы кислорода каждой молекулы воды показаны шариками, а водородные связи — стрелками; размеры решетки приведены для температуры 77 К [63]. (Перепечатывается из „Structural Chemistry and Molecular Biology” (A. Rich and N. Davidson eds.), Freeman and Co. San Francisco, Copyright 1968.)

ния должно учитывать кристаллическую структуру льда. Атомы кислорода и, следовательно, молекулы льда образуют правильную объемную решетку, показанную на рис. 7.3. В направлении оси C решетка имеет гексагональную симметрию, т. е. поворот на 60° и смещение по оси C приводит к совмещению решетки с первоначальной упаковкой молекул. Такая симметрия обуславливает гексагональную форму пластинок, звезд и призм снежных кристаллов. В кристаллической решетке льда молекулы располагаются в плоскостях таким образом, что расстояние между плоскостями оказывается наибольшим в направлении оси C . В связи с этим молекулярные связи между этими плоскостями оказываются самыми слабыми и сопротивление снега на сдвиг оказывается наименьшим при напряжениях, приложенных параллельно этим плоскостям. Плоскость наименьшего сопротивления сдвигу называется базальной плоскостью. Более подробно роль кристаллической решетки в структуре льда рассматривается в работе [44].

Сильные напряжения, создаваемые массой вышележащих слоев снега или возникающие при залегании снега на склоне, приводят к постоянным деформациям кристаллических решеток, ориентированных таким образом, что напряжения сдвига оказываются параллельными базальным плоскостям. Прочие кристаллы могут выдерживать большие напряжения, прежде чем установится постоянный процесс деформации; при этом до начала деформации свободная энергия таких кристаллов повышается. Увеличение свободной энергии приводит к возникновению массопереноса в на-

правлении кристаллов, находящихся в условиях пластических деформаций.

На величину свободной энергии и, следовательно, на рост кристаллов влияет также количество дефектов в кристаллической решетке. Обычно строение кристаллической решетки далеко не идеально, и в правильной упаковке молекул встречаются разные типы дислокаций. Дислокации обычно характерны для деформированных кристаллов. Легче всего дислокации перемещаются в базальной плоскости, что способствует дальнейшему уменьшению сопротивления сдвигу. Напряжения, приложенные в других направлениях, повышают концентрацию дислокаций и, следовательно, свободной энергии. Таким образом, кроме энергии упругой деформации, свободная энергия дислокаций, обусловленная неупругими деформациями, способствует избирательному росту зерен.

КЛАССИФИКАЦИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

В результате метаморфизма снега формируются снежные кристаллы определенного типа. Необходимость классификации снежного покрова привела к появлению нескольких систем, предназначенных для разных целей. Наиболее ранние классификации датируются XIX в. Они были разработаны альпинистами или лыжниками, и поэтому основное внимание в них уделялось внешнему снегу и его поверхностным свойствам (например, характеристикам снега, представляющим интерес для катания на лыжах). Лучшая описательная классификация, иллюстрированная большим числом фотографий, была предложена Зелигманом [117]. Хотя основное внимание автора было уделено терминологии, он высказал немало предположений о причинах возникновения характерных черт снежного покрова. Под термином «фирнизация» Зелигман понимает процесс метаморфизма; он описывает также влияние ветровой деятельности на формирование снежного покрова.

Бадером и др. [8] была предпринята попытка составления полевой классификационной системы, основывающейся на физических свойствах снежного покрова, в частности на данных о размерах зерен, твердости и влажности снега (рис. 7.4). Хотя классификация носила довольно субъективный характер, авторы попытались ввести количественные показатели путем измерения плотности и воздухопроницаемости снега. Результаты лабораторных экспериментов не позволили провести четкое разграничение в пределах выделенных градаций, однако способствовали выяснению вариации указанных параметров в процессе метаморфизма.

Эта работа положила начало изучению влияния метаморфизма на физические свойства снега.

Дальнейшие исследования физических свойств снежного покрова привели к появлению в описаниях таких характеристик, как плотность и твердость снега [67], и официально принятию Комиссией снега и льда при Международной ассоциации научной

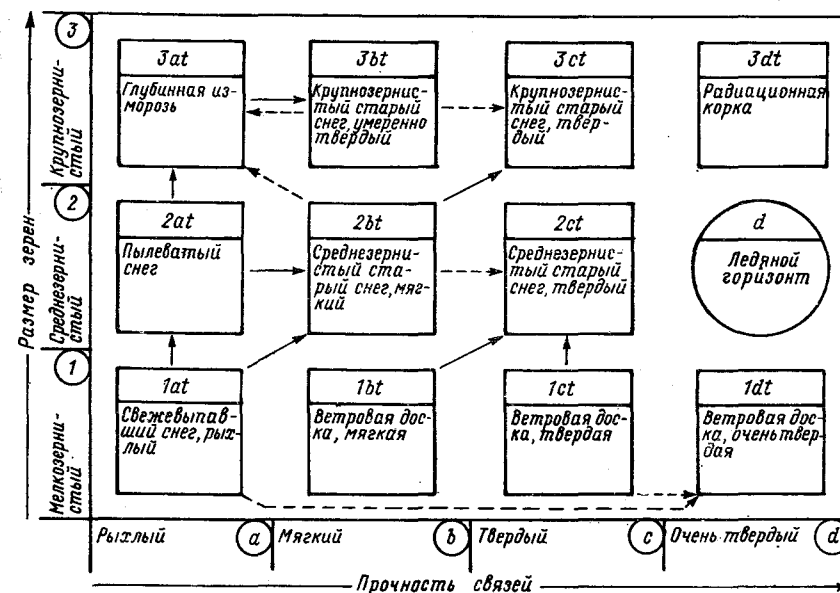


Рис. 7.4. Классификация снежного покрова на основе прочности связей и размера зерен [8].

гидрологии [107] Международной классификации снега [68], включающей как качественные описания, так и количественные характеристики некоторых физических и механических свойств снега. При описании вертикальных профилей снежных толщ и идентификации физических наблюдений применены символы (табл. 7.1 и 7.2). В табл. 7.3 представлена сама классификация, а рис. 7.5 служит иллюстрацией использования классификации при описании снежного покрова.

П. А. Шумский [2] рассматривает процесс метаморфизма количественно на базе концепции минимума свободной энергии, включающей в себя поверхностную свободную энергию и внутреннюю свободную энергию, обусловленную напряжением ледяных кристаллов. Изучение деформации ледяных кристаллов обусловило включение в классификацию процесса рекристаллизации. Эта классификация представлена в табл. 7.4. Определения незнакомых кристаллографических терминов читатель найдет в ра-

боте [2]. Интерес к изучению физических процессов в снежном покрове привел к появлению в 60-х годах классификаций, основывающихся на характере процессов метаморфизма. Лучшая классификация этого типа была предложена Соммерфельдом и Лашапелем в 1970 г. (табл. 7.5). «Полевой определитель снежных кристаллов» [79], содержащий ясные описания и многочисленные прекрасные иллюстрации, оказывает существенную помощь в использовании этой классификационной системы.

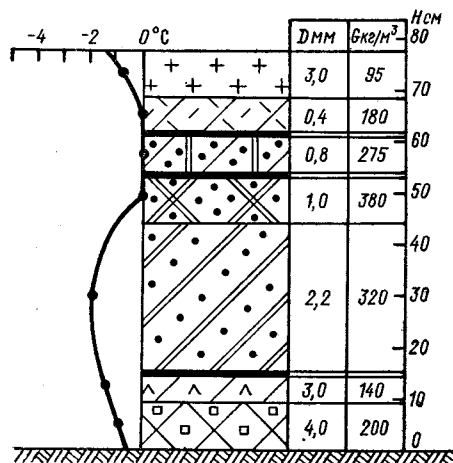


Рис. 7.5. Пример использования символов для описания снежного покрова [107]. (Перепечатывается с разрешения Национального исследовательского комитета Канады.)

Н — высота над поверхностью Земли, G — плотность, D — размер зерен.

Таблица 7.1

Основные характеристики снежного покрова [107] (перепечатывается с разрешения Национального исследовательского комитета Канады)

Характеристика	Единица измерения	Обозначение
Плотность	г/см³, кг/м³	G
Содержание свободной воды	% (по массе) или согласно таблице описаний	W
Примеси	% (по массе)	J
Структура зерен		
форма	согласно таблице описаний	F
размер	мм	D
Характеристики прочности		
сопротивление сжатию	г/см²	Kp
сопротивление растяжению	г/см²	Kz
сопротивление срезу при исключении давления по нормали	г/см²	Ks
твердость	в зависимости от инструмента	R
Температура	°C	T

Таблица 7.2

Описания и символы для классификации формы зерен [107] (перепечатывается с разрешения Национального исследовательского комитета Канады)

Класс	Описание	Обозначение
a	Свежевыпавший снег, состоящий из кристаллов или частей поломанных кристаллов типов от F1 и F7 (см. классификацию твердых осадков), обычно очень мягкий. К этому классу не относится снег, утративший кристаллический характер при выпадении, а также снежная крупа, ледяной дождь и град	++++
b	Снежный покров в начальной стадии оседания, обычно довольно мягкий. Снег еще не достиг мелкозернистой структуры, характерной для стадии завершения первичного преобразования. Сохранились только некоторые черты кристаллического строения	>>>>
c	Снежный покров, преобразованный таянием или таянием с последующим замерзанием. Такой снег полностью теряет черты кристаллического строения, и его зерна приобретают неправильную более или менее округлую форму. Он не искрится даже при ярком солнечном свете; обычно довольно мягок, будучи влажным, но в замерзшем состоянии очень тверд. Может иметь зерна любого размера — от очень мелких до очень крупных	
d	Образуется при низкой температуре без заметного таяния вследствие процессов сублимации, в результате чего возникают неправильные зерна с плоскими гранями. Благодаря этим граням при солнечном свете снег ярко сверкает. В Арктике, где температуры низки, а постоянные ветры ускоряют сублимацию, практически весь отложившийся снег относится к этому классу. Такой снег обычно довольно тверд	□□□□□
e	Глубинная изморозь, состоящая из полых бокаловидных кристаллов. Эти кристаллы образуются при очень малой интенсивности сублимации в течение длительного и непрерывного холодного периода; чаще всего их можно найти непосредственно под более или менее непроницаемой коркой в нижней части снежного покрова. Прочность слоя глубинной изморози очень мала	ΛΛΛΛΛ

Таблица 7.3

Сводная классификация снежного покрова и его характеристик [107]
(перепечатывается с разрешения Национального исследовательского комитета Канады)

Характеристики снежного покрова

Характеристика	Обозначения	К л а с с				
		a	b	c	d	e
Плотность	G					
Содержание свободной воды, %	W					
Форма зерен	F					
Размер зерен, мм	D	<0,5	0,5-1	1-2	2-4	>4
Сопротивление сжатию, г/см ²	K					
Температура, °C	T	Слой льда, i		Примеси J, %		

Измерение характеристик снежного покрова

Характеристики	По вертикали	Перпендикулярно к наклонной поверхности	Наклон поверхности N, градусы
Координата, см	H	M	Водный эквивалент снежного покрова (снегозапас), НВ, мм водяного столба
Общая толщина, см	HS	MS	Отношение площади, занятой снежным покровом, к общей площади, Q, в долях ед.
Толщина свежего снега, выпавшего за сутки, см	NN	MN	Возраст отложения A, часы, дни и т.д.

Отложения на поверхности снега

Поверхностные отложения	Иней	Изморозь	Твердый налет	Гололед
Обозначения	V1	V2	V3	V4
Символ				

Несомненно, эта последняя классификация базируется на более комплексной физической основе, нежели предшествующие. Некоторые умозрительные заключения предшествующих исследований оказались ошибочными, и, возможно, эта же участь постигнет утверждения, содержащиеся в более поздних работах и касающиеся неизученных или дискутируемых в настоящее время вопросов. Исчерпывающая классификационная система для описания снежного покрова до настоящего времени не создана. По-видимому, современные исследования, касающиеся вопросов загрязнения снежного покрова и его изучения дистанционными

Таблица 7.4

Классификация процессов метаморфизма [2]

Источник энергии	Стадия метаморфизма	Тип метаморфизма			
		Рекристаллизация и дислокационный метаморфизм	Режеляционный метаморфизм	Сублимационный метаморфизм	
Внутренняя энергия породы	Свободная поверхностная энергия кристаллов	Округление кристаллов (приближение к равновесной форме)	Рекристаллизационное округление	Режеляционное округление	Сублимационное округление
	Свободная внутренняя энергия на напряженного состояния	Собираетельная перекристаллизация	Собираетельная рекристаллизация	Собираетельная режеляционная перекристаллизация	Собираетельная сублимационная перекристаллизация
Внешняя энергия	Динамометаморфизм	Паратектоническая перекристаллизация	Миграционная рекристаллизация Полигонизация (рекристаллизационный диафорез)	Паратектоническая режеляционная перекристаллизация	Паратектоническая сублимационная перекристаллизация
		Дислокационный метаморфизм	Катаклиз и милонитизация	Режеляционный динамометаморфизм трения и давления	Сублимационный диафорез (рост глубокой изморози)

методами, приведут к появлению классификаций, включающих такие характеристики, как следы загрязнения и электромагнитные свойства снежного покрова.

Однако, несмотря на последовательные изменения в подходах к составлению классификаций, предшествующие системы сохраняют свою ценность и достойны внимания читателя, поскольку каждая классификация предназначена для описания различных физических свойств снежного покрова и сопровождается списком специфических терминов. Эти списки различаются между собой, однако в совокупности составляют обширный словарь, термины из которого используются в научной литературе.

Таблица 7.5

Классификация снега в соответствии с характером процессов метаморфизма [125]
(перепечатывается из „Journal of Glaciology“)

I. Неметаморфизированный снег

- A. Влияние ветра отсутствует. Множество различных форм снежных кристаллов, слабо отличающихся от снежинок в воздухе. При описании таких кристаллов рекомендуется использовать классификацию Магоно и Ли [90].
- B. Переметание ветром. Представляет собой обломки первоначальных снежных кристаллов. Распознаются частицы первоначальных снежинок, но целые формы встречаются крайне редко (см. классификацию Магоно и Ли [90]).
- C. Иней.

II. Деструктивный метаморфизм

- A. Уменьшение размера зерен.
 - 1. Начальная стадия: распознаваемы первоначальные формы снежных кристаллов, однако углы округлены и четкая структура исчезла.
 - 2. Развитая стадия: распознаваемо крайне незначительное число слабо выраженных пластинок или обломков, зерна имеют тенденцию к округлению.
- B. Увеличение размера зерен.
 - 1. Начальная стадия: первоначальные формы снежинок не распознаваемы; имеется тенденция к выравниванию размеров зерен; иногда наблюдается слабо выраженная огранка.
 - 2. Развитая стадия: присутствуют зерна большого размера; наблюдается строгая тенденция к выравниванию размеров всех зерен; огранка зерен практически отсутствует.

III. Конструктивный метаморфизм

- A. Ранняя фаза: обусловлена появлением больших градиентов температуры в свежеснежавшем снеге; связана с первыми снегопадами холодного сезона.
 - 1. Начальная стадия: обычно присутствуют угловые или ограненные зерна; ступенчатые поверхности отсутствуют.
 - 2. Промежуточная стадия: преобладают угловые зерна средних размеров; наблюдаются плохо оформившиеся ступенчатые грани.
 - 3. Развитая стадия: средне- или крупнозернистый снег, состоящий из угловых зерен; видны хорошо сформировавшиеся грани и ступени; иногда встречаются полые или массивные бокаловидные кристаллы.
- B. Поздняя фаза: обусловлена появлением больших градиентов температур в снегу, характеризующемся поздними стадиями деструктивного метаморфизма.
 - 1. Начальная стадия: преобладают угловые и ограненные зерна средних и больших размеров; наблюдаются слабо развитые ступенчатые грани.
 - 2. Развитая стадия: преобладают зерна больших размеров; наблюдается большое число хрупких бокаловидных полых кристаллов и пластинок с глубокой ступенчатой огранкой.

IV. Фирнизация

- A. Метаморфизм плавления—замерзания.
 - 1. Начальная стадия: единственный цикл плавление—замерзание и соответствующее ограниченное увеличение плотности.
 - 2. Развитая стадия: неоднократное повторение циклов плавление—замерзание и соответствующее значительное увеличение плотности и прочности; плотность колеблется в пределах 600—700 кг/м³.
- B. Метаморфизм давления.
 - 1. Начальная стадия: под влиянием давления зерна деформируются и образуют более плотную упаковку; плотность меняется от 700 до 800 кг/м³.
 - 2. Развитая стадия: поровые пространства становятся замкнутыми; воздухопроницаемость равна нулю; плотность составляет 800—830 кг/м³.

СВОЙСТВА СУХОГО СНЕГА

Метаморфизм и объемные свойства

В предшествующих параграфах рассматривались различные процессы метаморфизма и классификации, основывающиеся на анализе этих процессов. Объемные свойства снега определяются процессами метаморфизма. Хорошо изучены термические свойства (теплоемкость, теплота фазовых переходов), зависящие только от плотности снега. Однако свойства, обусловленные проницаемостью снега, зависят от процессов смерзания, размеров частиц, наличия ледяных прослоек и горизонтов глубинной изморози. Механические свойства снега определяются в основном процессами смерзания; электрические и оптические свойства — процессами смерзания и размерами частиц. К сожалению, при изучении объемных свойств обычно не обращается достаточного внимания на тщательную фиксацию характеристик снега, поэтому возникают существенные трудности при объяснении различий в опубликованных результатах большого числа проведенных исследований.

В настоящем параграфе представлены выборочные данные, отражающие диапазон изменения объемных свойств снега. Большая часть этих данных получена в результате измерения характеристик образцов гомогенного снега размером до нескольких десятков сантиметров. Для макропроцессов выводятся уравнения, связывающие приложенные силы (например, сжатие и давление) и реакцию снега. В последние годы уделяется внимание проблеме выяснения зависимости между видом этих феноменологических уравнений и кристаллической структурой снега. Разработка теории макропроцессов на основе теории микромасштабных процессов называется макроскопизацией. Такой подход особенно важен для понимания объемных свойств и определенных феноменологических законов (например, закона Дарси при течении жидкости сквозь пористую среду) применительно к пористой среде, какой является снег. Существуют два подхода к решению этой проблемы. Первый заключается в разработке общей теории макроскопизации (см., например, [33]). Такой подход использовался Мейлом и Норумом [91], применившим теорию Мокадама [101] к процессам необратимой термодинамики при изучении влажного снежного покрова. Другой подход основывается на построении достаточно простой для математической обработки концептуальной модели микроструктуры снежного покрова [39].

Термические свойства

Теплота фазовых переходов снега — наиболее легко определяемая термическая характеристика, поскольку такие составляющие, как водяной пар и воздух, могут не приниматься в расчет. Эти характеристики зависят от плотности снега и термических характеристик льда. Температурная зависимость удельной теплоемкости, предложенная Дорсеем [40], имеет вид

$$C = 2,115 + 0,00779T, \quad (7.16)$$

где C — удельная теплоемкость (кДж/(кг·°C)), T — температура (°C). Теплота плавления льда при 0°C и стандартном атмосферном давлении равна 333,66 кДж/кг [40]. Теплота сублимации зависит от температуры (табл. 7.6).

Таблица 7.6

Удельная теплота L (энтальпия) сублимации льда [66]
(перепечатывается с разрешения фирмы „John Wiley and Sons, Inc.“)

T °C	0	−10	−20	−30	−40
L кДж/кг	2834,8	2837,0	2838,4	2839,0	2838,9

При направленном установившемся тепловом потоке в твердом теле теплопроводность служит коэффициентом пропорциональности в уравнении Фурье:

$$q = -k dT/dz, \quad (7.17)$$

где q — тепловый поток, dT/dz — градиент температуры. Теплопроводность снега — более сложная по сравнению с удельной теплотой характеристика, поскольку ее значение зависит от плотности, температуры и микроструктуры снега. Теплопроводность льда обратно пропорциональна температуре и меняется приблизительно на 0,17% на 1°C. Подобной зависимости следует ожидать и в случае снега. Градиент температуры может способствовать переносу пара и последующей реализации теплоты испарения, тем самым оказывая влияние на теплопроводность. Меллор [96] указывает, что в сухом снеге процесс теплообмена включает в себя следующие процессы: теплообмен через решетку ледяных зерен и контактов между ними, теплообмен через воздушные включения и поры, конвективный и радиационный обмен поперек пор (его влияние, возможно, ничтожно) и диффузию пара в поровом пространстве. Предполагается, что диффузия водяного пара обуславливает 37% наблюдаемой теплопроводности снега плотностью 100 кг/м³ и лишь 8% — при плотности снега 500 кг/м³ [138]. В связи со сложностью процессов теплообмена была введена так называемая эффективная теплопроводность снега k_e ,

учитывающая все процессы теплообмена. Следует подчеркнуть, что «измеренные» значения k_e , приводимые в литературных источниках, различаются в зависимости от метода измерений (при стационарных и нестационарных тепловых потоках). Следует ожидать

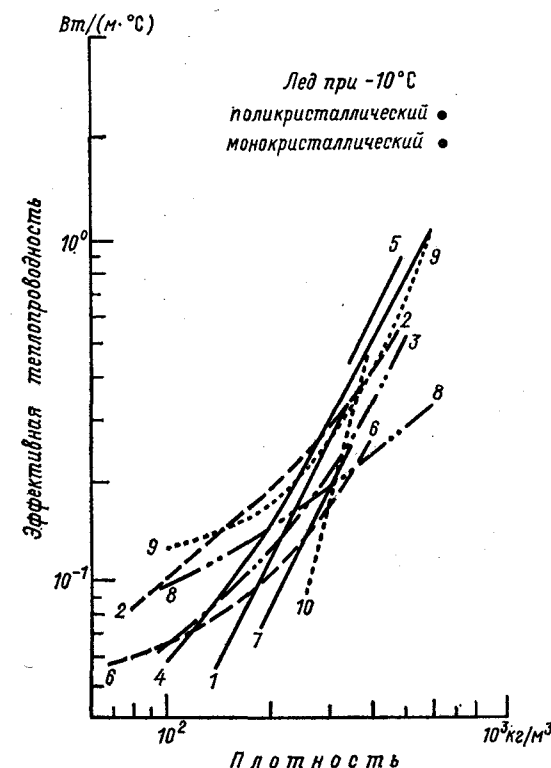


Рис. 7.6. Зависимость эффективной теплопроводности снега от его плотности по данным разных авторов [96].

1 — [3], 2 — [61], 3 — [130], 4 — [38], 5 — [1], 6 — [138], 7 — [20], 8 — [128] (−20 °C), 9 — [110] (−5 °C), 10 — [60]; данные по льду взяты из работы [47].

большой разброс фактических данных; например, на рис. 7.6 нанесены данные, собранные Меллором [96] по публикациям различных исследователей. Как видно из рисунка, зависимости между k_e и плотностью снега, построенные разными авторами, существенно различаются. На основе представленных данных может быть выявлена приблизительная зависимость между этими параметрами, крайне полезная при решении ряда инженерных задач (рис. 7.7). Подобная зависимость должна использоваться с известной долей осторожности, поскольку, оказывается, довольно трудно определить, насколько отличается термический режим при решении инженерной задачи от условий, при которых была получена зависимость.

Степень поверхностной упаковки кристаллов, выраженная, например, через твердость, также влияет на теплообмен в снеге,

возможно, потому что поверхностная корка, характеризующаяся малой воздухопроницаемостью, препятствует вентиляции верхнего слоя снежного покрова. Хотя вентиляция сама по себе связана с теплопроводностью, она обычно рассматривается при изучении

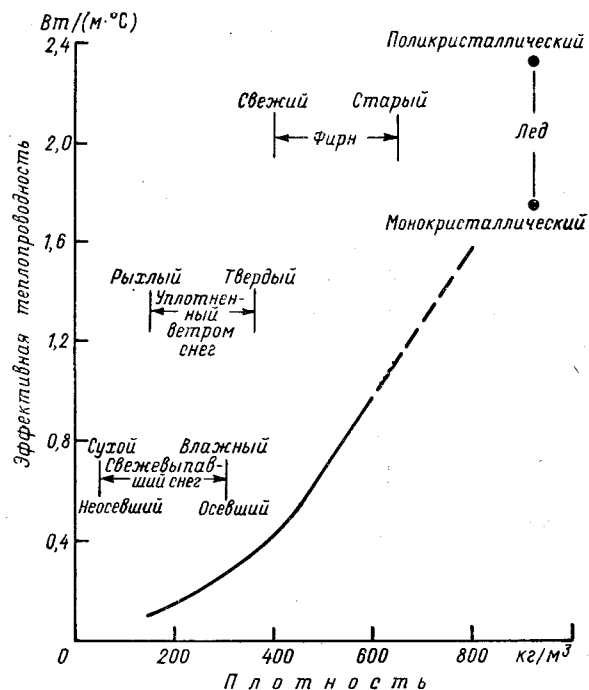


Рис. 7.7. Приближительная зависимость между эффективной теплопроводностью снега и льда и их плотностью.

теплообмена как результат взаимодействия двух процессов. Вентиляция возникает либо в результате естественной конвекции, либо в результате изменения атмосферного давления, вызывающего движение воздуха в снежном покрове. Влияние вентиляции на массообмен изучалось Йеном [136], который показал, что под действием этого процесса коэффициент k_e может меняться на несколько процентов. К сожалению, использование результатов этого автора возможно лишь при наличии данных о потоках воздуха, которые обычно отсутствуют. В маломощном снежном покрове в начале зимы часто формируются вентиляционные каналы, свидетельствующие о неравномерном перемещении воздуха. Этот факт еще более осложняет использование результатов Йена применительно к маломощному снегу.

Теплопроводность снега, даже довольно плотного, оказывается очень низкой по сравнению с теплопроводностью льда или воды; следовательно, снег является хорошим теплоизолятором. Теплоизолирующие свойства снега оказывают огромное влияние на потери тепла искусственными сооружениями и скорость роста речного и озерного льда.

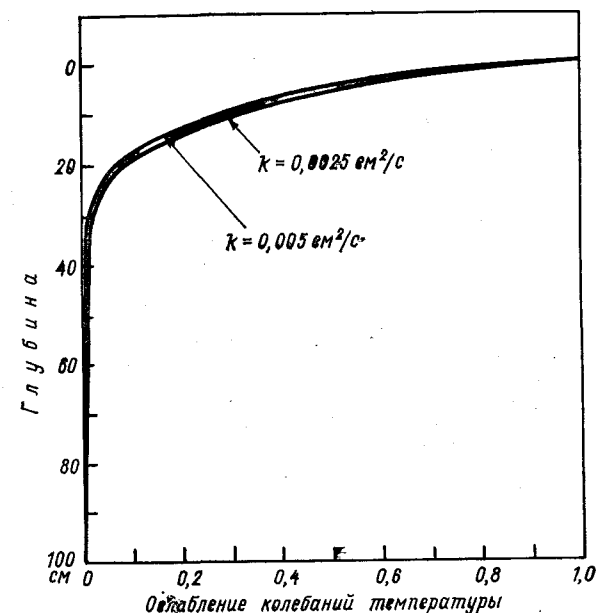


Рис. 7.8. Ослабление амплитуды суточных колебаний температуры с глубиной в слое снега.

Коэффициент тепловой диффузии κ описывается выражением

$$\kappa = k / \rho C, \quad (7.18)$$

где ρ — плотность и C — теплоемкость. Коэффициент теплопроводности k обычно определяют путем измерения коэффициента тепловой диффузии. Значения κ для снега лежат в диапазоне от 0,0025 до 0,005 $\text{см}^2/\text{с}$ [40]. Тепловая диффузия определяет скорость прохождения и ослабление колебаний температуры в снежном покрове с глубиной. Рисунок 7.8 иллюстрирует ослабление в снежной толще суточных колебаний температуры. Эти колебания на разных глубинах описываются косинусоидальной функцией при допущении, что κ не меняется. Температурный режим в слоистом снежном покрове, где κ изменяется от слоя к слою (анизотропные условия), рассчитывается путем решения уравнения диффузии (см. [28]). Однако, поскольку температура поверхности снежного

покрова не может превышать 0°C (в противном случае произойдут фазовые переходы), при решении уравнения диффузии для талого снега возникают существенные затруднения.

Механические свойства

Снег отличается упругими свойствами при приложении небольших нагрузок в течение достаточно короткого времени. При таких условиях деформации невелики (структура снега не на-

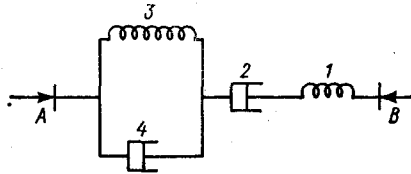


Рис. 7.9. Модель тела Бюргера, иллюстрирующая вязко-упругие свойства снега.

Сжимающие силы приложены к точкам A и B.

рушается) и обратимы при устранении приложенных напряжений. Снег испытывает постоянные деформации, если к нему приложены напряжения в течение длительного времени; деформация при этом называется крипом (ползучестью), а также вязким или пластическим течением. Строго говоря, для пластического течения требуется, чтобы было достигнуто некоторое пороговое значение напряжения, после которого оно начинается. Однако для снега это напряжение настолько мало, что оно не может быть измерено. В связи с этим принято считать снег вязкопластическим материалом.

Поведение снега под нагрузкой легко представить, если сравнить его с механической системой упругих и вязких элементов, известной под названием тела Бюргера (рис. 7.9). Когда такая система сжимается под действием сил, приложенных в точках A или B, немедленно возникает упругая реакция и пружина 1 сжимается. После этого начинается стадия ползучести, при которой в работу включается вязкий элемент 4, который сжимается до тех пор, пока приложенные силы не будут компенсированы сжатием пружины 3. В течение всего этого времени вязкий элемент 2 медленно движется и на последних стадиях сжатия определяет процесс ползучести, поскольку пружины 1 и 3, а также вязкий элемент 4 оказываются к этому моменту неподвижными. Константы упругости пружин и временные константы вязких элементов являются функциями температуры, плотности, метаморфического и напряженнодеформированного состояний снега. При достаточно больших напряжениях происходит разрушение, что еще более затрудняет описание поведения снега при нагрузках.

Меллор [95] утверждает, что «в инженерной практике не существует другого материала, который обладал бы таким ком-

плексом ставящих в тупик свойств, каким является снег». Его мнение было подтверждено докладами, представленными на международную конференцию, посвященную механике снега, в Грин-

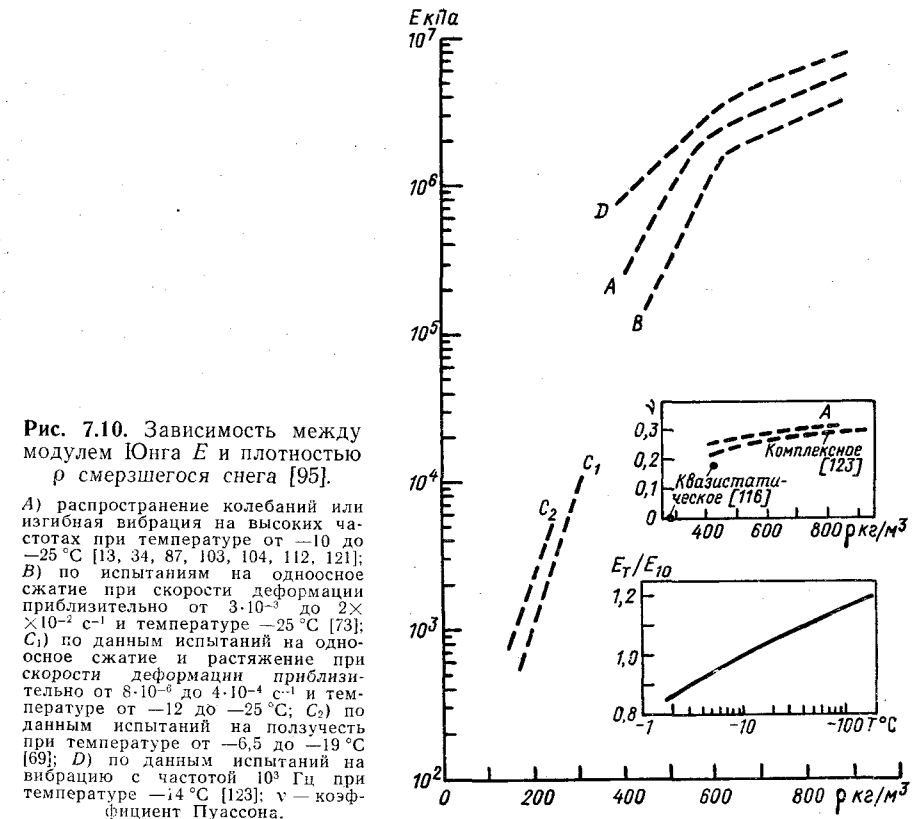


Рис. 7.10. Зависимость между модулем Юнга E и плотностью ρ смерзшегося снега [95].

A) распространение колебаний или изгибная вибрация на высоких частотах при температуре от -10 до -25°C [13, 34, 87, 103, 104, 112, 121]; B) по испытаниям на одноосное сжатие при скорости деформации приблизительно от $3 \cdot 10^{-3}$ до $2 \times 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ и температуре -25°C [73]; C₁) по данным испытаний на одноосное сжатие и растяжение при скорости деформации приблизительно от $8 \cdot 10^{-6}$ до $4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ и температуре от -12 до -25°C ; C₂) по данным испытаний на ползучесть при температуре от $-6,5$ до -19°C [69]; D) по данным испытаний на вибрацию с частотой 10^3 Гц при температуре -14°C [123]; ν — коэффициент Пуассона.

дельвальде, Швейцария, в 1974 г. По этой причине ниже рассматриваются лишь наиболее важные свойства снега.

Наиболее корректно характеристики упругих свойств снега были определены путем испытания образцов снега на вибрацию на звуковых и ультразвуковых частотах; при этом постоянные деформации отсутствовали. На рис. 7.10 представлены данные (заимствованы из работы Меллора [95]) для сухого снега, достаточно смерзшегося и с большим числом прочных связей между ледяными зернами. На врезке показано влияние температуры на модуль Юнга E снега, который определяется как отношение напряжений k деформации в продольном направлении или как внутренняя сила, приходящаяся на единицу поперечной площади, отнесенная к изменению длины относительно исходной длины.

Значение E нанесено в логарифмическом масштабе, поскольку наибольшие и наименьшие из измеренных значений различаются на пять порядков. Сыпучий снег, характеризующийся слабым сцеплением, а также несмерзшийся снег имеют небольшие значения E . Накайя [105] показал, что в процессе смерзания E уве-

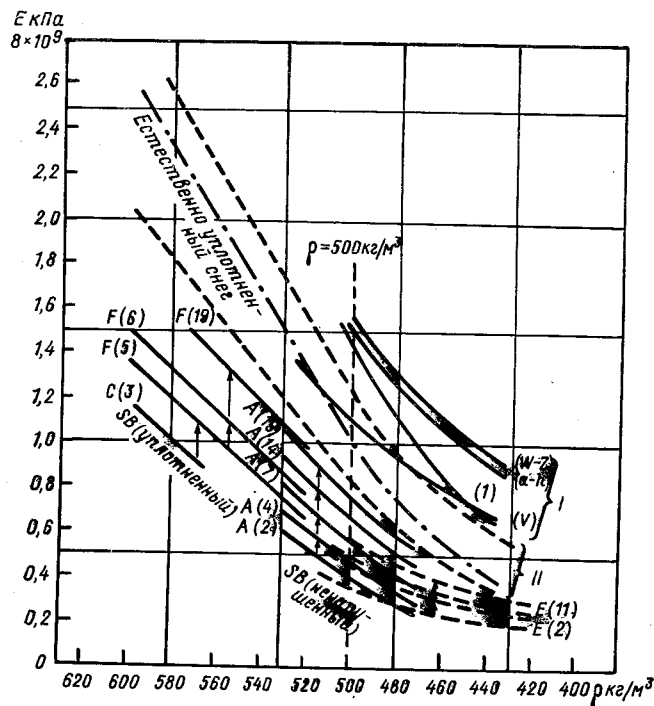


Рис. 7.11. Зависимость модуля Юнга E от плотности снега ρ [105].

Обработанный снег Неразрушенный снег Уплотненный снег

SB: свежеложенный
PS: свежеложенный
PS: снег находился 1 год в лаборатории

A, D
E, P, I, N
V, W-Z, a-h, I
C, F

Цифры в скобках означают число дней, прошедших с момента обработки снега в специальных размельчающих машинах; обозначения SB и PS свидетельствуют о том, что снег был обработан машиной «Сноубласт» и машиной Питера соответственно.

личивается (рис. 7.11). Хотя смерзание влияет на физические свойства снега, наиболее существенна его роль в формировании механических свойств.

При компрессионных испытаниях отношение приложенного напряжения к скорости деформации может меняться на шесть или семь порядков частично благодаря влиянию самого сжатия на скорость деформации; этот эффект может быть сведен к минимуму путем проведения измерений при небольших деформациях.

Тем не менее такие данные также характеризуются большим разбросом и имеют ограниченное применение из-за необходимости учета предшествующих деформаций образцов.

В связи с отмеченными трудностями в теории упругости принято выделять две компоненты деформации (см. [134]) — девиа-

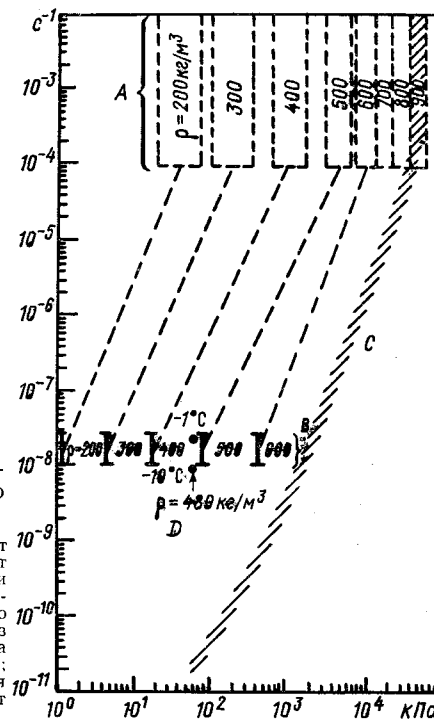


Рис. 7.12. Зависимости между девиаторными напряжениями (кПа) и скоростью деформации (с⁻¹) [95].

A — температура снега около 0 °C (из работ [26, 27, 73, 98, 121]); B — температура снега от 0 до -7 °C (по данным из работ [46, 51, 92] и согласно личному сообщению Джадсона Меллору); C — плотность льда приблизительно 900 кг/м³, температура от -2 до -10 °C (из работ [54, 99, 100]); D — плотность снега 480 кг/м³, температура от -1 до -10 °C [99]; наклонные штриховые линии проведены для соответствующих плотностей снега и могут быть использованы для интерполяции.

торную (при постоянном объеме) и объемную деформации. Девиаторная компонента представляет собой деформацию сдвига в чистом виде и определяется как угол сдвига, измеренный в условиях чисто сдвиговых напряжений (тангенциальная сила, отнесенная к единице площади) и выраженный в радианах. В таком случае исключаются трудности, связанные со сжатием образцов. На рис. 7.12 показаны зависимости между девиаторными напряжениями и скоростью деформации для различных значений плотностей снега, полученные в результате интерполяции. Данные такого рода крайне полезны при изучении сползания снега на склонах. Поскольку сползание снега под действием напряжений сдвига в естественных условиях обычно замедлено, непродолжительное по времени сжатие под действием собственной массы снега оказывает меньшее влияние на величину сползания. Зависимость между объемными напряжениями и деформацией носит

крайне сложный характер. До сих пор не разработана приемлемая аналитическая база, на основе которой можно было бы провести соответствующие измерения.

Относительно простым случаем является деформация при одноосном сжатии, наблюдающемся в естественных условиях в горизонтах сухого снежного покрова под действием вышележащих

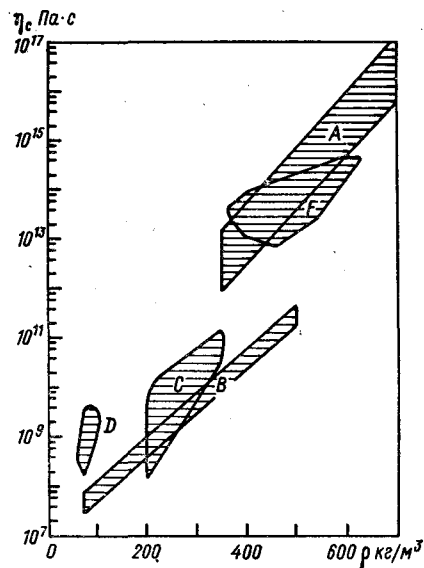


Рис. 7.13. Зависимость между вязкостью уплотнения η_c и плотностью ρ для разных типов снега [95].

A — Гренландия и Антарктида, температура снега от -20 до -50°C [10]; B — сезонный снежный покров в Японии, температура от 0 до -10°C [70]; C — снежный покров Альп и Скалистых гор [64]; D — ползучесть снега при одноосном сжатии, температура от -6 до -8°C [64]; E — ползучесть снега при одноосном сжатии при температурах -23 и -48°C [97].

слоев снега. Бадер [9] предложил использовать термин «вязкость уплотнения», под которым в данном случае понимается отношение давления вышележащих слоев к скорости вертикальной деформации. Эта характеристика в отсутствии деформаций сдвига почти линейно зависит от плотности снега при давлении менее 80 кПа, приложенном в течение непродолжительного времени. Из рис. 7.13 видно, однако, что даже в этих условиях наблюдается значительный разброс данных.

На рис. 7.14 представлены пределы прочности сухого связного снега при сжатии и разрыве в зависимости от его плотности. Аналогичные данные для снега, находящегося под действием напряжений сдвига, показаны на рис. 7.15. Прочность снега на сдвиг служит важным фактором, определяющим процессы лавинообразования, однако значение объемных характеристик сдвига обычно менее существенно при формировании лавин из снежных досок (см. главу 11), чем в случае формирования лавин в результате схода тонких слоев снега с крайне низкими значениями сопротивления сдвигу [119], таких как слои глубинной изморози, влажного снега и ледяные корки. В таких слоях прочность умень-

шается за счет ослабления связей между зернами. В действительности сход лавин из снежных досок больше зависит от прочности на разрыв вдоль верхней границы отрыва; отрыв снега определяется распределением напряжений прежде всего вдоль распространяющейся трещины, а не во всем объеме снега. Перла [109] считает, что при формировании лавин из снежных досок на

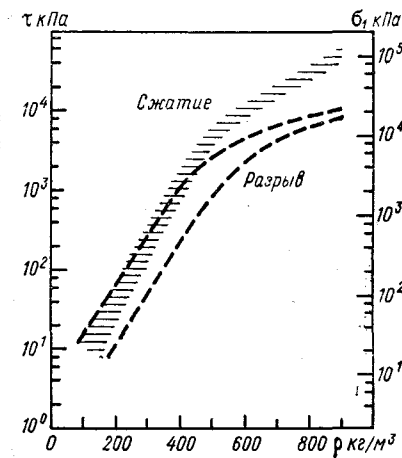


Рис. 7.14. Пределы прочности сухого связного снега при сжатии и разрыве в условиях быстрого одноосного нагружения [95] по данным [26, 27, 51, 64, 65, 73, 99, 112, 120, 121].

τ — октаэдральное напряжение сдвига, σ_1 — осевое напряжение.

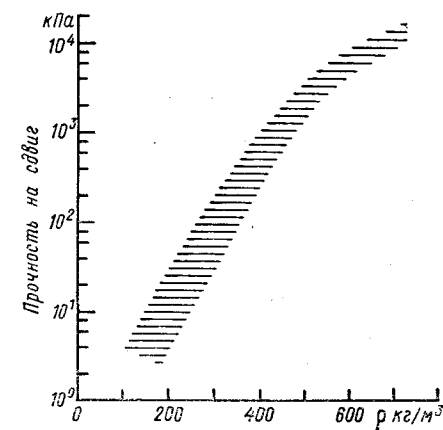


Рис. 7.15. Пределы прочности сухого связного снега при температуре от -3 до -10°C в случае сдвиговых напряжений [95] (по данным [11, 27, 51, 64, 65], а также данным по сходу лавин, обобщенных Килером [64]).

верхней границе отрыва одновременно происходит и сдвиг и разрыв снега, после чего фронт сдвиговых разрушений продвигается по всей площади формирования лавины и сопровождается распространением разрывных нарушений. Концентрация напряжений сдвига приводит к разрывным нарушениям, которые в свою очередь способствуют распространению сдвиговых нарушений вниз по склону. Ланг и др. [82] поддерживают точку зрения Перла, отмечая, однако, что сползание снежного слоя приводит также к изгибу и выпучиванию нижележащего по склону снега, а это еще более ослабляет сопротивление снега на сдвиг.

Фрикционные свойства

Фрикционные свойства снега имеют большое практическое значение при эксплуатации различных сооружений со снежным покрытием (в частности, аэродромов), при транспортировке грузов

с использованием саней. Большой интерес они представляют также для катания на лыжах.

Величина трения скольжения, или кинетического трения снега очень мала. Боуден [19] считает, что этот факт объясняется существованием жидкой пленки, о наличии которой свидетельствуют измерения электропроводности снега в точках контакта с по-

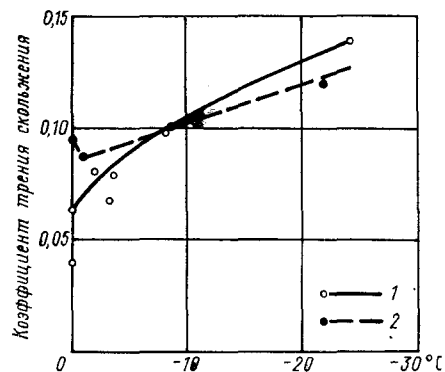


Рис. 7.16. Зависимость между коэффициентом трения скольжения и температурой для свежевыпавшего снега при скорости скольжения 2,5 м/с [42].

1) стальные полозья: общая площадь поверхности 60 см², нагрузка 20 кг; 2) деревянные полозья, покрытые парафином: общая площадь поверхности 150 см², нагрузка 5 кг.

лозьями. При температуре около 0 °C появление этой пленки, возможно, обусловлено давлением в точках контакта зерен снега и полозьев, однако при более низкой температуре ее появление, по-видимому, связано с нагреванием за счет трения. Такое предположение соответствует фактическим данным, свидетельствующим о том, что с понижением температуры коэффициент трения увеличивается, поскольку при этом необходима большая работа и большая энергия для нагревания области контакта до 0 °C. Этот эффект рассмотрен на рис. 7.16 [42]: увеличение трения скольжения с понижением температуры для стальных полозьев выражено более ярко, чем для деревянных, что объясняется более высокой теплопроводностью металла. При температуре около 0 °C коэффициент трения скольжения уменьшается с увеличением нагрузки (рис. 7.17) из-за увеличения таяния под давлением. Эрик-сон также установил, что при температуре ниже -3 °C коэффициент трения скольжения для шероховатых поверхностей меньше, чем для гладких металлических (рис. 7.18).

В табл. 7.7 указаны нижний и верхний пределы значений коэффициента трения скольжения по снегу некоторых широко применяемых материалов. Если полозья изготовлены из смачиваемого материала, коэффициент трения резко увеличивается при появлении пленки воды, что, возможно, объясняется работой, затрачиваемой на преодоление сил поверхностного натяжения в процессе волочения контактного мениска вдоль поверхности скольжения.

Выделяются два типа начального трения: статическое и адгезионное. Принято определять статическое трение как тангенциальную силу, приложенную одним покоящимся твердым телом к другому. Однако эта сила может быть измерена лишь после устранения адгезии. При температуре примерно 0 °C статическое

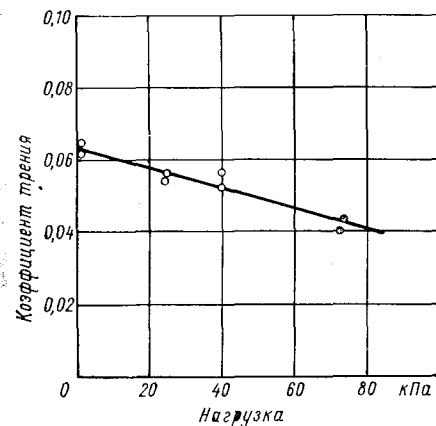


Рис. 7.17. Зависимость между коэффициентом трения стальных полозьев и приложенной нагрузкой для свежевыпавшего снега при температуре примерно 0 °C и скорости скольжения 2,5 м/с [42].

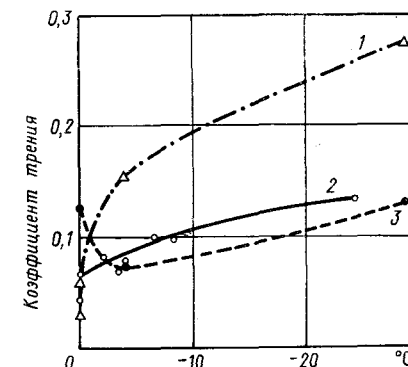


Рис. 7.18. Влияние шероховатости на коэффициент трения скольжения стали в зависимости от температуры.

1 — полированная хромированная сталь, 2 — шлифованная сталь, 3 — шероховатая стальная поверхность; следует отметить, что коэффициент трения меньше у шероховатых поверхностей [42].

трение имеет тот же порядок, что и трение скольжения, однако при низких температурах значительно превышает его из-за от-

Таблица 7.7
Пределы значений коэффициента трения скольжения для различных материалов [95]

Материал	Предел	
	нижний (сухой снег)	верхний
Политетрафторэтилен	0,02	0,04
Полиэтилен	0,02	0,05
Поливинилхлорид	0,03	0,08
Эпоксидная смола	0,03	0,07
Стекло	0,015	0,02
Алюминий	0,04	0,05
Сталь	0,015	0,20
Дерево	0,06	0,18
Пчелиный воск	0,04	0,28

сутствия смазочной пленки на поверхности контакта. Адгезия, обычно маскирующая статическое трение, обязана своим происхождением примерзанию жидкой пленки сразу после остановки скользящей поверхности. Давление скользящей поверхности способствует быстрому смерзанию снега непосредственно под ней. Этот процесс происходит наиболее активно при температуре около 0°C , в результате чего слой снега оказывается примороженным к материалу. Адгезионное трение, таким образом, определяется как сила, необходимая для сдвига примороженного слоя.

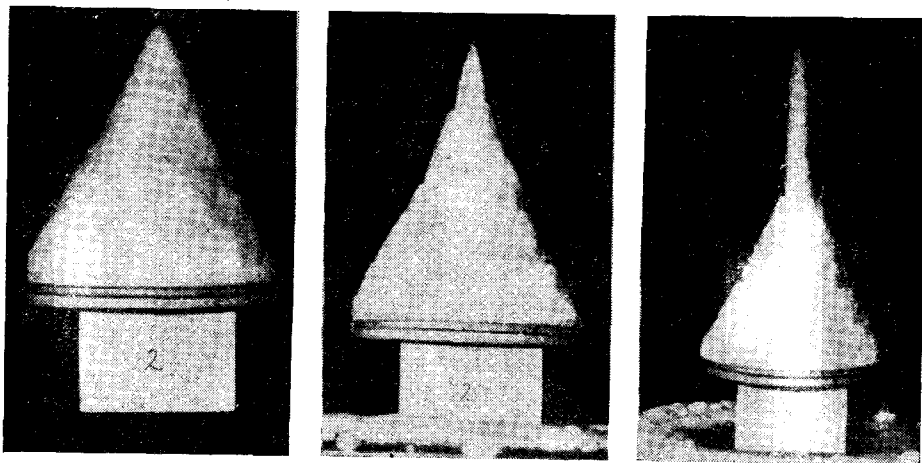


Рис. 7.19. Зависимость угла естественного откоса дендритовых кристаллов снега от температуры [77].

Слева направо: -35 , -12 , -4°C .

При отсутствии приложенных напряжений между снежными частицами может наблюдаться сцепление другого типа. Оно возникает немедленно — еще при снегопаде при отсутствии ветра — и служит причиной большого угла естественного откоса отложенного снега. Величина этого угла зависит от формы кристаллов и в особенности от температуры [77]; в качестве иллюстрации этого утверждения для случая с дендритовыми снежинками приводится рис. 7.19. Величина угла естественного откоса зависит также от скорости частиц при соударении. Возможно, сцепление такого типа возникает в результате проявления эффектов поверхностного натяжения квазизидкой пленки на поверхности кристаллов льда. Такое сцепление изучалось с помощью небольших ледяных шариков [106], непродолжительное время находившихся в контакте. Оказалось, что ледяные шарики могли свободно вращаться друг относительно друга, в то время как силы адгезии

менялись от $5 \cdot 10^{-5}$ Н при -2°C до 10^{-5} Н при -15°C . Такая зависимость адгезионных сил от температуры объясняет различия в углах естественного откоса. Разумеется, если снежные частицы остаются в контакте достаточно продолжительное время, происходит их смерзание.

Значительная часть реологических свойств снега обусловлена тем, что снег обычно находится при температуре, близкой к его точке плавления. В результате увеличивается подвижность дефектов кристаллов и их способность к быстрой диффузии сквозь кристаллическую решетку. Эта особенность присуща пластическим материалам и используется, например, при обжиге и производстве металлов с направленной ориентировкой кристаллов. Такие процессы по своему характеру сходны с процессами, наблюдаемыми в снегу.

Уравнения состояния для снега и прогноз разрушения

Разброс значений различных механических характеристик снега в опубликованных данных обусловлен как невыявленными различиями в метаморфическом состоянии снега, так и сложностью его вязкоупругих свойств. В последнее время проделана значительная работа и достигнуты некоторые успехи в анализе уравнений состояния, описывающих вязкоупругие свойства и кинематическую реакцию на приложенные напряжения.

Такие уравнения состояния являются частью системы уравнений, необходимых для описания свойств снега и основывающихся на теориях механики сплошных сред. В указанную систему входят также кинематические уравнения, описывающие движение сплошной среды, уравнение неразрывности (закон сохранения массы), уравнение момента импульса и энергетические уравнения. Уравнение состояния может быть записано в различном виде в зависимости от исходных допущений. Зиглер [139] рассматривает такой подход применительно к вязкоупругим деформациям.

Залм [116] вывел уравнения, описывающие одноосное сжатие (или растяжение) снега, основываясь на модели нелинейного тела Бюржера (см. рис. 7.9). Он выразил функцию диссипации для описания необратимой работы в вязких элементах членами шестого порядка тензора напряжений с целью приведения в соответствие расчетной и построенной по фактическим данным зависимости между скоростью деформации и напряжением. В работе Залма, однако, отсутствуют уравнения термодинамики. Браун и Ланг [124] использовали при изучении вязкоупругих свойств снега термодинамику сплошных сред, что позволило при описании поведения снега под действием напряжения учесть и эффект «памяти» снега о предшествующих деформациях. Этими авторами

было предложено уравнение состояния, содержащее семь функций памяти. На подобной основе может рассчитываться свободная энергия Гельмгольца и диссипация энергии. Математические рассуждения при выводе уравнения состояния более детально рассмотрены в работе [22].

Отдельные теоретические выводы хорошо согласуются с фактическими данными. Значения напряжений, рассчитанные для разных последовательностей постоянных деформаций образцов снега типа IIIA1 в соответствии с классификацией Соммерфельда—Лашапеля, плотность которого составляла 335 кг/м^3 , показали хорошее соответствие с фактическими данными. Эти эксперименты представляют особый интерес, поскольку они проводились до разрушения образцов. В начальный момент испытаний образцы обламывали упругие свойства, иначе говоря, свободная энергия резко увеличивалась при крайне незначительной ее диссипации. Однако, когда напряжения достигали примерно 250 кПа , диссипация энергии сначала резко возрастала, а затем скорость увеличения диссипации уменьшалась до некоторого постоянного значения. При скорости деформации $0,0068 \text{ мин}^{-1}$ и менее диссипация энергии была велика и образцы разрушались при значениях свободной энергии порядка 70 Дж/м^3 ; при скорости деформации $0,0135 \text{ мин}^{-1}$ диссипация уменьшалась, а разрушение происходило при 35 Дж/м^3 . Это различие, по-видимому, объясняется изменением упругих и прочностных свойств под действием диссипации энергии [24]. Такая интерпретация результатов подтверждается экспериментами, в которых образцы снега первоначально деформировались с небольшой скоростью до полного развития механизма диссипации, а затем скорость деформации резко увеличивалась для достижения разрушения. В этих условиях свободная энергия в момент разрушения увеличивалась на порядок и равнялась приблизительно 700 Дж/м^3 .

В последней серии экспериментов образцы снега деформировались с небольшой начальной скоростью, а затем напряжения снимались. После периода релаксации образцы нагружались вплоть до их разрушения. Результаты испытаний свидетельствуют о прогрессирующем восстановлении снегом первоначального состояния.

Браун [23] продолжил анализ критерия разрушения снега, зависящего от свободной энергии и диссипации. Испытания на сжатие, разрыв и сдвиг, проводившиеся до разрушения образцов, показали, что при высокой скорости деформации запасенная девиаторная энергия находится в определенном соотношении с запасенной объемной энергией. В тех случаях, когда первоначальная скорость деформации достаточно низка и процесс диссипации получает свое развитие, критерий разрушения может быть выражен через девиаторную и объемную энергию, а также через диссипацию.

Результаты этих исследований указывают на значительные успехи в изучении механики снега. Интересные данные содержатся в работе [21]: при измерении акустической эмиссии снега под действием напряжений установлено, что в начальный период развития деформаций величина акустической эмиссии невелика, однако с увеличением деформации она возрастает. Эти данные позволяют предположить, что в спокойный период с небольшими значениями акустической эмиссии происходит течение кристаллов и пластическая деформация граней зерен. Полученные результаты согласуются с данными Брауна [22]. Согласно Бредли и Сент-Лоуренсу [21], акустическая эмиссия обусловлена разрушением связей между зернами, что в конечном счете приводит к разрушению всего образца; эти авторы считают, что время, необходимое для разрушения образца, зависит от времени, нужного для накопления количества межзеренных трещин, достаточного для того, чтобы они могли образовать протяженную поверхность разрушения. В [21] также высказано предположение о том, что акустическая эмиссия может использоваться для прогноза схода лавин. В ходе испытаний максимальный период времени с момента начала звукового излучения до разрушения образца составил 42 мин. Эксперименты с геофонами, установленными на лавиноопасных склонах, показали, однако, что период запаздывания велик. В работах разных авторов [115, 124] зарегистрировано резкое усиление низкочастотного ($0\text{—}30 \text{ Гц}$) шума в течение двух дней, предшествующих сходу лавин. Соммерфельд также отметил, что в том случае, когда в представлявшихся потенциально опасными лавиносборах подобное увеличение эмиссии отсутствовало, сход лавин не наблюдался даже при подрыве взрывчатых веществ.

В работе [21] содержатся указания на связь акустических свойств снега с его реологической «памятью». Обнаружено, что акустическое излучение прекращалось при снятии напряжений и не появлялось при повторном нагружении до тех пор, пока напряжения не достигали первоначально приложенных. Такое поведение снега, названное эффектом Кайзера, согласуется с результатами экспериментов [23] по изучению свободной энергии и ее диссипации.

Электрические, электромагнитные и оптические свойства

В настоящем параграфе рассматриваются свойства снежного покрова, зависящие от частоты f (Гц) или длины волны λ (м), связанных между собой соотношением $f \cdot \lambda = 2997,9 \text{ м/с}$.

Сухой снег при описании его электрических свойств может рассматриваться как гетерогенная система, состоящая из льда и воздуха и характеризующаяся слабой поляризацией льда под

действием постоянного тока. Измерения полного импеданса Z снега и чистого льда на разных частотах указывают на то, что электрические свойства обоих материалов аналогичны свойствам электрической цепи, показанной на рис. 7.20. Для этой цепи Z описывается соотношением

$$1/Z = 1/R_0 + 1/[R_1 + 1/(i\omega C_1)] + i\omega C_\infty, \quad (7.19)$$

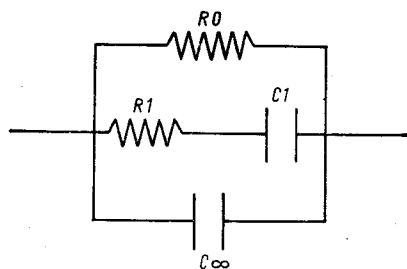


Рис. 7.20. Эквивалентная электрическая цепь для снега и льда.

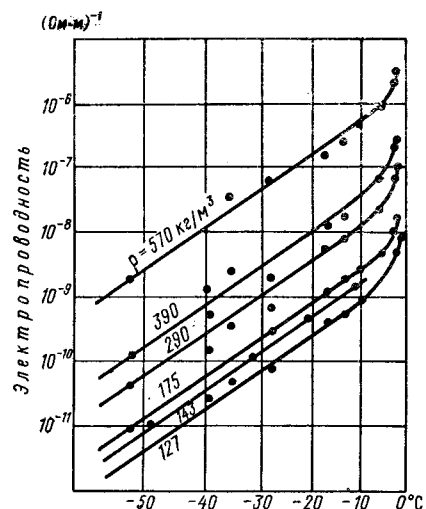


Рис. 7.21. Зависимость электропроводности от температуры для свежевыпавшего снега при различных значениях плотности снега [71].

где R_0 , R_1 — сопротивления, C_1 , C_∞ — емкости конденсаторов, ω — круговая частота электрического поля, $i = \sqrt{-1}$.

На низких частотах основную роль играет сопротивление постоянному току R_0 . Проводимость при постоянном токе (величина, обратная R_0) измерялась в различных условиях Коппом [71]. На рис. 7.21 и 7.22 показано влияние плотности, температуры и микроструктуры снега на его электропроводность. Проводимость образца снега, предварительно выдержанного при температуре, примерно равной точке плавления, оказывается существенно меньше проводимости обычного образца. Этот эффект объясняется, скорее, не процессами метаморфизма, а вымыванием продуктов загрязнения из снега. Согласно оценке Куроива [75], электропроводность снега, содержащего 0,02 % ионов хлоридов, составляет примерно $4 \cdot 10^{-4}$ Ом/см.

Диэлектрические свойства снега или льда при переменном токе определяются уравнением (7.19), из которого исключено R_0 . Тогда выражение, описывающее импеданс Z_c , принимает вид

$$1/Z_c = 1/[R_1 + 1/(i\omega C_1)] + i\omega C_\infty. \quad (7.20)$$

Диэлектрическая постоянная (отношение емкости конденсатора, между пластинами которого помещен материал, к емкости конденсатора, между пластинами которого находится вакуум), или относительная диэлектрическая проницаемость ϵ снега и льда измерялась многими исследователями. Эта характеристика определяется компонентами эквивалентной электрической цепи, пока-

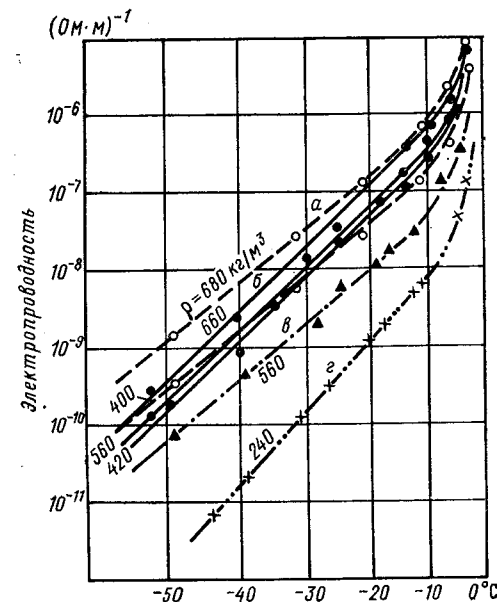


Рис. 7.22. Зависимость электропроводности снега от его температуры для различных типов метаморфизма.

a — неметаморфизованный снег; *b* — снег, метаморфизованный под влиянием градиента температуры; *c* — крупнозернистый фирн; *d* — свежевыпавший снег, преобразованный в гранулированный снег под действием эквitemпературного метаморфизма.

занной на рис. 7.20, следующим образом [57]. Электрическое поле F в образце снега или льда описывается выражением $F = V/L$, где V — разность потенциалов в образце толщиной L . Величина F может быть выражена через ϵ , так как в соответствии с теоремой Гаусса $F = Q/(A\epsilon_0\epsilon)$, где Q — суммарный заряд (Кл) на одном из концов образца площадью A , ϵ_0 — диэлектрическая проницаемость вакуума. Если образец снега или льда характеризуется емкостью C , то

$$C = Q/V = A\epsilon_0\epsilon/L.$$

Отсюда следует, что

$$1/Z_c = i\omega C = i\omega A\epsilon_0\epsilon/L. \quad (7.21)$$

Из уравнения (7.20) и (7.21) получаем

$$i\omega A\epsilon_0\epsilon/L = 1/[R_1 + 1/(i\omega C_1)] + i\omega C_\infty, \quad (7.22)$$

откуда

$$\epsilon = LC_1/[\epsilon_0 A(1 + i\omega R_1 C_1)] + LC_\infty/(\epsilon_0 A). \quad (7.23)$$

Произведение $R_1 C_1$ в уравнении (7.23) называется временем релаксации τ . Уравнение (7.23) часто записывается в виде хорошо известной формулы Дебая [36]:

$$\varepsilon = \varepsilon_\infty + (\varepsilon_s - \varepsilon_\infty)/(1 + i\omega\tau) = \varepsilon' - \varepsilon'', \quad (7.24)$$

где

$$\varepsilon_s = L(C_1 + C_\infty)/(\varepsilon_0 A),$$

$$\varepsilon_\infty = LC_\infty/(\varepsilon_0 A),$$

$$\varepsilon' = \varepsilon_\infty + (\varepsilon_s - \varepsilon_\infty)/(1 + \omega^2\tau^2) = (L/\varepsilon_0 A)[C_1/(1 + \omega^2\tau^2) + C_\infty],$$

$$\varepsilon'' = (\varepsilon_s - \varepsilon_\infty)\omega\tau/(1 + \omega^2\tau^2) = L\omega\tau C_1/[\varepsilon_0 A(1 + \omega^2\tau^2)].$$

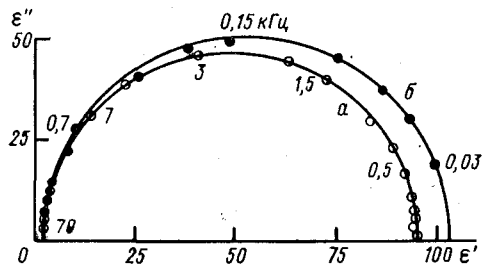


Рис. 7.23. График Кула-Кула зависимости между диэлектрической постоянной ε' и диэлектрическими потерями ε'' для чистого льда [7]. а) $-10,8^\circ\text{C}$; б) -40°C ; цифры указаны значения частот (кГц).

В этих формулах ε_s — статическая относительная проницаемость; ε_∞ — высокочастотная относительная проницаемость; ε' — относительная проницаемость, или диэлектрическая постоянная льда; ε'' — фактор диэлектрических потерь. При фиксированной температуре образца график связи ε' и ε'' при разных частотах представляет собой полуокружность диаметром $(\varepsilon_s - \varepsilon_\infty)$ с центром, лежащим на оси ε' на расстоянии $(\varepsilon_s + \varepsilon_\infty)/2$ от начала координат. Такого рода графики называются графиками Кула-Кула [32] или диаграммами Арганда. Пример диаграммы приведен на рис. 7.23, на котором показаны две кривые для льда без воздушных включений и проводящих примесей, находящегося при температуре $-10,8$ и -40°C . Обращает на себя внимание тот факт, что статическая относительная проницаемость равняется приблизительно 100, а высокочастотная — приблизительно 3 (на частоте 70 кГц). На рис. 7.24 представлены аналогичные графики для снега. Отклонения кривых от полуокружности заметны в низкочастотной области, что обусловлено значительным влиянием примесей на этих частотах.

Диэлектрическая проницаемость снега отличается от проницаемости чистого льда главным образом благодаря наличию воздуха в объеме снега. Снег может рассматриваться как гетерогенная смесь воздуха и льда, поэтому диэлектрические свойства сухого снега могут быть определены на основе данных о диэлектрических свойствах льда. Глен и Порен [48] проанализировали несколько соотношений, которые могут быть использованы для этой

цели и предложили использовать уравнение Лознга [89] как наиболее подходящее для описания двухкомпонентной смеси лед—воздух. Поскольку для воздуха $\varepsilon = 1$, это уравнение принимает вид

$$\varepsilon^{1/3} - 1 = v(\varepsilon_i^{1/3} - 1), \quad (7.25)$$

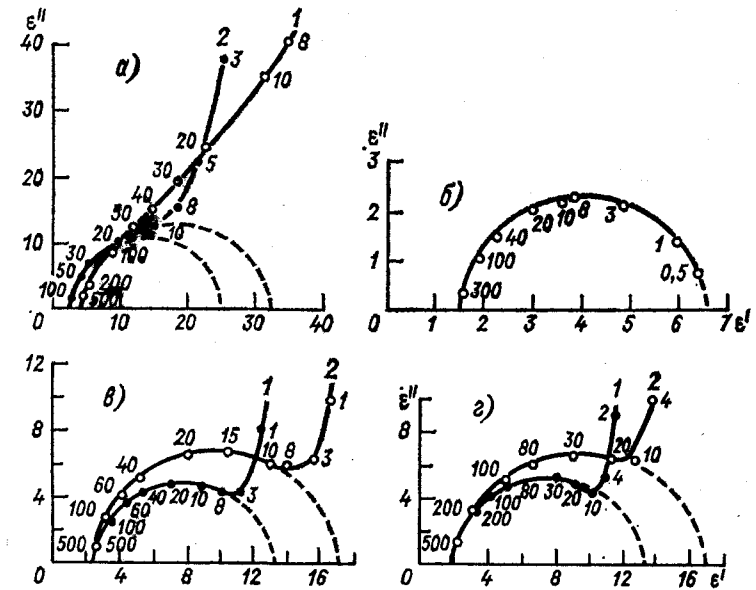


Рис. 7.24. Графики Кула-Кула зависимости между диэлектрической постоянной ε' и диэлектрическими потерями ε'' для различных типов снега [75].

а — влажный снег, средняя плотность 380 кг/м³; б — кристаллы изморози, полученные в холодной лаборатории, средняя плотность 260 кг/м³ при температуре $-8,5^\circ\text{C}$; в — гранулированный снег, плотность 410 кг/м³ при температуре -3°C ; г — уплотненный снег, плотность 400 кг/м³ при температуре -3°C . 1 — температура 0°C , 2 — температура -9°C ; на рис. в и г кривая 1 построена по данным измерений, проведенных непосредственно после подготовки образцов, кривая 2 — по данным измерений, проведенных приблизительно через 12 ч после подготовки образцов.

где ε — относительная проницаемость снега, v — объемное содержание льда в снеге, ε_i — относительная проницаемость льда. На рис. 7.25 величина $(\varepsilon^{1/3} - 1)$ по данным измерений Камминга [35] на частоте $9,57 \cdot 10^9$ Гц представлена как функция плотности снега. Этот рисунок указывает на сильную зависимость высокочастотной относительной проницаемости от плотности снега. В соответствии с уравнением Лознга, график этой функции представляет собой прямую, проходящую через начало координат, и при плотности 920 кг/м³ величина ε равняется 3,17.

Из рис. 7.24 следует, что диэлектрическая постоянная влажного снега существенно больше, чем сухого; это объясняется на-

личием свободной воды во влажном снеге. Диэлектрические свойства жидкой воды и льда характеризуются сходными эффектами релаксации. Однако значения диэлектрической постоянной воды меняются от 80 на частотах ниже $3 \cdot 10^9$ Гц до 3 на частотах выше $3 \cdot 10^{10}$ Гц. Таким образом, на более низких частотах большие значения диэлектрической постоянной воды приводят к увеличению проницаемости влажного снега.

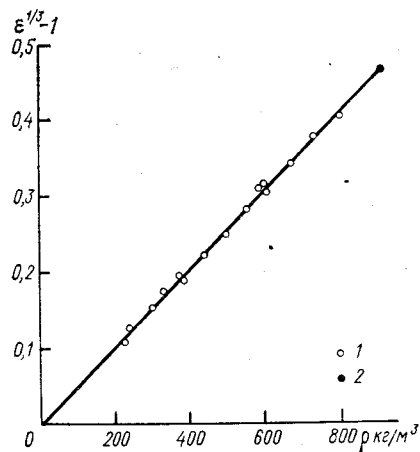


Рис. 7.25. График зависимости величины $\epsilon^{1/3} - 1$ от плотности снега на частоте 9,57 ГГц при температуре -18°C [48]. (Перепечатывается из Journal of Glaciology.)
1 — снег, 2 — лед (1 точка).

В диапазоне частот от 10^5 Гц (частота релаксации льда¹) до $3 \cdot 10^7$ Гц диэлектрические свойства сухого снега существенно не меняются. В этом диапазоне ослабление радиоволн при прохождении через снег носит экспоненциальный характер и может быть описано уравнением

$$I/I_0 = e^{-bz}, \quad (7.26)$$

где I — напряженность поля на расстоянии z от источника; I_0 — напряженность поля у источника; $b = (\omega\sqrt{\epsilon'/2c}) \operatorname{tg} \delta$ — коэффициент затухания; $\operatorname{tg} \delta = \epsilon''/\epsilon'$ — тангенс угла диэлектрических потерь; c — скорость света.

Как следует из рис. 7.26, произведение $f \operatorname{tg} \delta$, где f — частота (МГц), для льда при данной температуре остается почти постоянным при $f < \sim 10^3$ МГц. Таким образом, поскольку ϵ' также является константой, b меняется незначительно. На частотах свыше 10^{11} Гц, в диапазоне длин волн от 20 до 1 мкм ($5 \cdot 10^{11} - 3 \cdot 10^{12}$ Гц) становится заметным эффект инфракрасного поглощения. Помимо

¹ Частотой релаксации называется частота электрического поля, при превышении которой молекулярные диполи уже не успевают вращаться достаточно быстро, чтобы прийти в соответствие с колебаниями электрического поля (см. [36]).

такой «оптической» изменчивости диэлектрических свойств наблюдается также уменьшение значения относительной проницаемости до 1,72. На рис. 7.27 показан спектр поглощения льда в диапазоне частот от 10^{12} до $2,1 \cdot 10^{13}$ Гц [15]. Коэффициент поглощения K характеризует часть падающей радиации, поглощае-

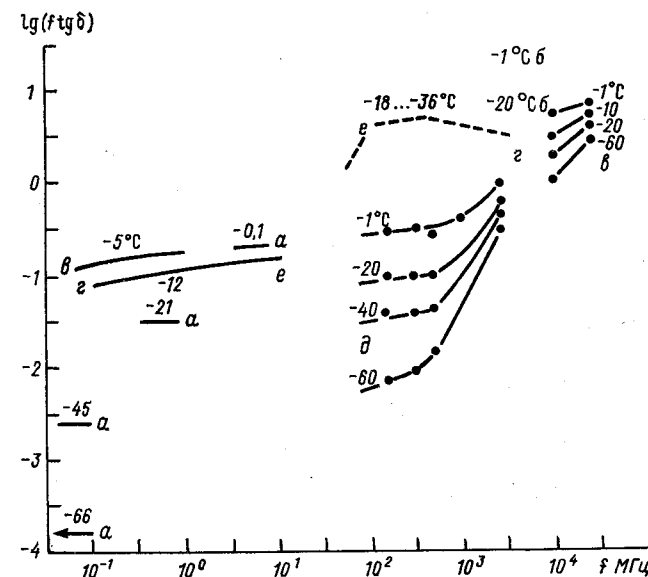


Рис. 7.26. Зависимость между тангенсом угла потерь и частотой для льда.

а) электропроводная вода, во льду напряжения отсутствуют; предельные значения нанесены на график для частот, в 1000 раз превышающих частоту релаксации [7]; б) дистиллированная вода, вода из водопровода и растопленный снег (заметные различия отсутствуют) [35]; в) дистиллированная вода, лед в напряженном состоянии [80, 81]; г) электропроводная вода, лед в напряженном состоянии [133]; д) гренландский лед в отсутствие напряжений, плотность 900 кг/м³ (данные Вестфала, которые приводятся в работе [43]); е) образцы из антарктического ледяного керна, лед в напряженном состоянии, плотность 910 кг/м³ [43]. (Перепечатывается из Journal of Glaciology с разрешения Международного гляциологического общества.)

мую льдом. В пределах указанного диапазона волн поглощательная способность льда так велика, что при практических расчетах его можно рассматривать как черное тело и считать, что вся падающая радиация поглощается льдом.

В видимом диапазоне спектра $(4,3 \dots 7,5) \cdot 10^{14}$ Гц лед очень прозрачен; небольшое уменьшение поглощательной способности в голубой части спектра определяет голубоватый оттенок снега и льда.

Ослабление света при его прохождении через снег, называемое поглощением или экстинкцией, обусловлено как поглощением, так и рассеянием. Теоретические исследования процессов ослабления света показали, что определяющую роль в этих процессах

играет рассеяние посредством рефракции и дифракции [17]. В противоположность общепринятому мнению отражение на поверхности снежных зерен не оказывает существенного влияния на процессы ослабления. Однако эти результаты применимы только для несмерзшегося снега. Влияние смерзания на ослабление света до сих пор не изучено.

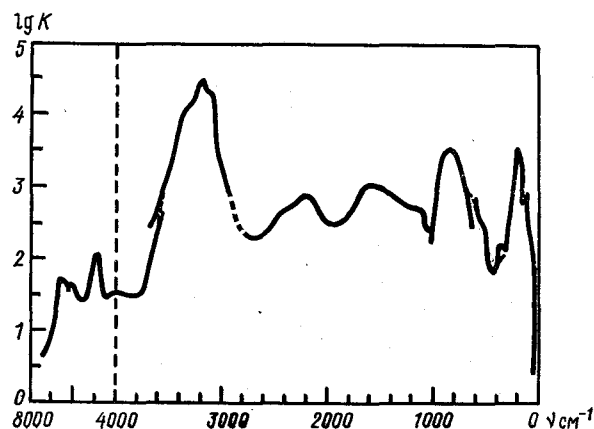


Рис. 7.27. Инфракрасный спектр поглощения льда при температуре -173°C [15].

K — поглощающая способность (см^{-1}), ν — волновое число.

Результаты измерений коэффициента поглощения носят противоречивый характер, что частично объясняется различиями граничных условий на поверхности снега. Характеристики поверхности снега могут оказывать влияние на поглощение света до глубины 20 см и более. Если предполагается, что ослабление радиации с глубиной имеет экспоненциальный характер (см. уравнение (7.26)), то коэффициент поглощения должен составлять от $0,07 \text{ см}^{-1}$ [14] до $1,5 \text{ см}^{-1}$ [94].

При расчетах компонент радиационного баланса снежного покрова чаще всего используется значение его альбедо. Альбедо определяется как отношение интенсивности отраженной радиации к интенсивности падающей радиации. При расчетах учитываются осредненные значения интенсивности по всему коротковолновому радиационному спектру (ширина спектра часто зависит от метода измерений, однако в этот спектр всегда входит радиация видимого диапазона), хотя иногда учитывают и диапазон $0,2\text{—}3,2 \text{ мкм}$. Альбедо служит хорошим показателем способности снега поглощать радиацию. Значение альбедо зависит не только от структурных и геометрических изменений под действием метаморфизма и процессов уплотнения, но и от наличия загрязняющих веществ на поверхности снега. Загрязняющие вещества либо отлагаются на поверхности, либо появляются из погребенных ранее горизонтов в процессе снеготаяния.

Значение альбедо меняется в широких пределах в зависимости от характеристик снежного покрова и периода времени, прошедшего с момента последнего снегопада. В частности, важную роль играет близость промышленных источников аэрозолей и возможность перевевания почвы. Альбедо свежеснеговывающего снега меняется в пределах $0,92\text{—}0,98$. На рис. 7.28 показано изменение альбедо мощного снежного покрова со временем (см. также рис. 9.6).

Поскольку альбедо определяет способность снега поглощать солнечную радиацию, в течение последних 100 лет предпринима-

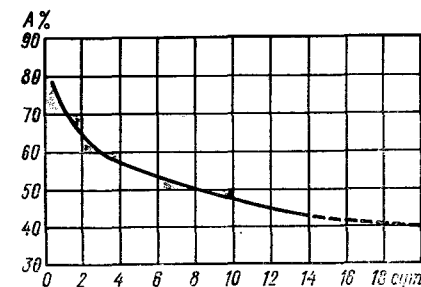


Рис. 7.28. Изменение среднего суточного альбедо A (%) снега со временем в период снеготаяния [129].

По оси абсцисс отложена продолжительность залегания поверхностного слоя снега.

лись многочисленные попытки увеличить скорость снеготаяния путем искусственного уменьшения альбедо поверхности. Эти работы проводились с использованием угольной пыли, сажи и других аналогичных материалов, распылявшихся по поверхности снежного покрова. К сожалению, данные о радиационных потоках, сравнительных скоростях таяния и т. д. не были тщательно зафиксированы. Тем не менее не вызывает сомнения, что использованные материалы оказывают существенное влияние на скорость снеготаяния. В работе [118] приводится обзор большого числа подобных экспериментов. По-видимому, в результате применения зачерняющих веществ сход снежного покрова может быть ускорен на неделю или две в зависимости от его толщины.

Энергичные сторонники воздействия на снежный покров путем изменения альбедо предлагают осуществить грандиозные планы контролирования весеннего стока для нужд гидроэнергетики, продления периода вегетации в условиях холодного климата и т. д. Хотя некоторые из этих проектов выглядят заманчиво, стоимость их осуществления и экологические последствия исключают такие проекты из числа перспективных мероприятий. Тем не менее имеются интересные возможности воздействия на альбедо в локальных масштабах. Например, в прериях толщина снежного покрова, откладывающегося в дренажных канавах, больше, чем на окружающей территории, поэтому к моменту схода снежного покрова в этом районе в дренажных канавах все еще остается снег. Возникающие паводки не только нарушают движение транс-

порта на дорогах, но и способствуют эрозионному размыву. В определенных условиях применение угольной пыли и других аналогичных материалов на ограниченных поверхностях дренажных канав может способствовать ускорению таяния снега и тем самым решению проблемы паводков. Довольно часто, однако, работы по изменению альбедо оказываются бесполезными из-за отложения маломощного слоя метелевого снега на поверхности обработанных участков и увеличения таким образом альбедо приблизительно до прежнего значения.

На более коротких по сравнению с видимой частью спектра длинах волн (приблизительно 0,15 мкм, или $2 \cdot 10^{15}$ Гц) наблюдается полоса сильного поглощения, в которой снег ведет себя как черное тело [41]. На еще более коротких длинах волн спектральные и другие характеристики снега, такие как флюоресценция, фосфоресценция, триболюминесценция, трибоэлектричество и термолюминесценция, могут быть определены на основе анализа характеристик льда [57].

Одним из важных свойств снега служит его способность поглощать гамма-излучение (частота выше 10^{18} Гц). Уже разработаны методы измерения снеготаяния, основанные на ослаблении искусственного или естественного гамма-излучения снежным покровом. Ослабление зависит от толщины поглощающего материала; коэффициент поглощения строго зависит от длины волны и, следовательно, от источника гамма-излучения. В работе [50] приведены данные о некоторых естественных радиоактивных элементах.

СВОЙСТВА ВЛАЖНОГО СНЕГА

Влияние жидкой воды на снежный покров

Как указывалось выше, небольшие различия в поверхностной энергии кристаллов оказывают существенное влияние на процессы, происходящие в сухом снеге. При наличии воды в жидком виде его свободная энергия по-прежнему определяется кривизной поверхности жидкости, однако равновесная температура уже не привязана жестко к точке плавления льда [30, 84]. При температуре ниже $-0,01^\circ\text{C}$ влияние жидкой воды на величину свободной энергии ничтожно. Незначительные понижения равновесной температуры под действием воды в жидкой фазе вызывают появление больших градиентов капиллярного натяжения и приводят к миграции воды сквозь толщу снега. Не меньший эффект оказывает вода и на проницаемость ледяных слоев [86].

Когда влагосодержание в снежном покрове достигает 1 % его объема, капиллярный подъем перестает играть существенную

роль; в этом случае ведущим оказывается процесс просачивания воды под действием силы тяжести. Просачивание воды в однородном снеге подчиняется закону Дарси [29]. В соответствии с законом Дарси объем воды V_w , просачивающейся по вертикали, описывается уравнением

$$V_w = -(k_1/\mu_1)(\partial p/\partial z + \rho g), \quad (7.27)$$

где k_1 — проницаемость, μ_1 — динамическая вязкость воды, $\partial p/\partial z$ — градиент давления, ρ — плотность воды, g — ускорение свободного падения. Величина k_1 может быть связана с влагосодержанием снега выражением [76]

$$k_1 = c \exp(b\varphi), \quad (7.28)$$

где φ — влагосодержание (отношение объема жидкой воды к объему снега), c и b — константы.

Изменение скорости, или интенсивности снеготаяния с поверхности, определяющее количество поступающей жидкой воды и соответственно величину k_1 (см. уравнение (7.28)), приводит к нелинейности уравнения (7.27) как в пространстве, так и во времени. Имеются, однако, веские причины полагать, что влияние неустойчивости потока и структуры снега оказывается серьезным препятствием для широкого использования уравнения (7.28) [83, 135].

В соответствии с расчетными данными, вода просачивается сквозь толщу снега за время приблизительно от одного до нескольких часов в зависимости от скорости снеготаяния и толщины снега; при этом допускается, что однородный поток движется сквозь толщу изотермического снега, находящегося при температуре 0°C . Время просачивания уменьшается в периоды выпадения сильных дождей. Водонепроницаемые ледяные слои могут существенно увеличивать время просачивания и даже полностью останавливать этот процесс [83, 84]; в последнем случае накопившаяся вода впоследствии прорывается, часто довольно неожиданно и интенсивно. Все перечисленные условия необходимо учитывать при прогнозировании весенних паводков на основе расчета скорости снеготаяния. В работе [31] содержится прекрасный обзор экспериментов и теорий, касающихся вопросов движения воды сквозь снег.

Термические, механические и электрические свойства

Поскольку во влажном снеге, в отличие от сухого, градиент температуры неустойчив, влажный снег не проводит тепло. На поверхности снежного покрова наблюдается таяние в результате поглощения солнечной радиации и теплообмена с воздухом. Теплый дождь может сообщать энергию на значительную глубину,

однако таяние в любом случае происходит в приповерхностной зоне. Таяние внутри снежного покрова также может быть обусловлено поглощением радиации [85], однако и в этом случае благодаря высоким значениям коэффициента поглощения таяние наблюдается вблизи поверхности. Тем не менее талая вода или жидкие осадки, попадающие в снежный покров, могут вызывать повышение температуры до 0°C в результате выделения теплоты кристаллизации при замерзании воды.

В то же время промерзание влажного снега происходит путем теплопереноса в направлении холодной поверхности сухого снега. Если граница между влажным и сухим снегом перемещается, выделяется теплота кристаллизации, что осложняет вывод уравнений тепловой диффузии. Такой случай рассматривается в задаче Стефана [108].

При ночном промерзании снежной толщи фронт кристаллизации обычно продвигается лишь на 10 см в глубь снежного покрова, формируя тем самым прочную корку. Если таяние и промерзание сопровождаются сменой воздушных масс, продолжительность цикла может достигать недели, а температурные колебания могут проникать в снежную толщу на глубину более 1 м.

Процессы таяния и промерзания изменяют микроструктуру снега и известны под названием метаморфизма таяния — замерзания. В процессе таяния зерна округляются; зерна меньших размеров могут полностью исчезать. Вода удерживается между зернами, и наблюдается общее уплотнение снежной толщи. При замерзании воды плотность толщи существенно возрастает; большой объем матрицы льда приводит к увеличению прочности и вызывает изменения производных характеристик (например, увеличение прочности сопровождается увеличением твердости).

Особый интерес представляет влияние жидкой воды на диэлектрические характеристики снежного покрова. Поскольку частота релаксации воды составляет примерно 10^{10} Гц, частоты ниже этого значения, но выше 10^5 Гц (частота релаксации льда), могут использоваться для измерения содержания воды в жидкой фазе. На этой основе изучалась связь между влагосодержанием снега и сходом мокрых лавин [5]. Микроволновый диапазон использовался для изучения распределения воды в снеге [88], а также для поиска погребенных под лавинами людей [45]. В микроволновом диапазоне рентгеновского излучения в перспективе возможно получение синоптических данных о характеристиках снежного покрова при использовании дистанционных методов, пассивных и активных источников излучения. Использование в этом же диапазоне рефлектометра с временным согласованием в будущем позволит проводить наблюдения за изменением свойств снежного покрова и протекающих в нем процессов по вертикали.

Альbedo снежного покрова также меняется при наличии воды. К сожалению, количественных данных, касающихся этого эф-

фекта, немного, однако, как свидетельствуют аэрофото- и космические снимки, влияние воды становится особенно заметным в ближнем инфракрасном диапазоне. Уменьшение альbedo при наличии воды обусловлено уменьшением площади контакта поверхности снега с воздухом, что в свою очередь приводит к уменьшению рефракционной диффузии.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Снежный покров, залегающий на земной поверхности, содержит множество включений. В их числе уже упоминавшаяся при анализе изменений альbedo пыль. В снежном покрове также могут содержаться весьма токсичные, загрязняющие окружающую среду элементы.

Как показали исследования ледяного керна Гренландского ледникового покрова, концентрация свинца в выпадающем снеге увеличилась от $0,001$ млрд $^{-1}$ в 1940 г. до $0,2$ млрд $^{-1}$ в 1968 г. [102]. Эти данные получены для районов, в которых промышленные центры отсутствуют. Авторы исследования считают, что такое увеличение концентрации вызвано глобальным загрязнением атмосферы в результате использования тетраэтилсвинца в качестве добавок к бензину. В городских районах локальные концентрации свинца в снежном покрове могут достигать очень больших значений до 10^5 млрд $^{-1}$ вблизи основных автострад [78]. Снегоочистка способствует увеличению концентрации свинца в реках, если снег сбрасывается в реку или талая вода из снежных отвалов стекает или просачивается в направлении водотоков. Свинец плохо растворяется в воде, возможно, из-за адсорбции его твердыми частицами или в связи со слабой растворимостью хлоридов и бромидов свинца, образующихся в результате реакций свинца с солями, используемыми при очистке улиц. Концентрация свинца в талой воде, стекающей из снежных отвалов, достигает 100 млрд $^{-1}$ [78]. Такая концентрация свинца сохраняется в талой воде даже в летний период до тех пор, пока снег полностью не растает.

Помимо загрязняющих веществ, выпадающих на поверхность снежного покрова, снег содержит большое число примесей, попадающих в него в процессе выпадения твердых осадков. В число примесей входят аэрозольные частицы естественного происхождения, служащие ядрами кристаллизации при формировании ледяных частиц в атмосфере, а также частицы пыли, адсорбирующиеся на поверхности кристаллов в процессе их выпадения. Подобным же образом промышленные аэрозольные выбросы могут захватываться падающими снежинками, в результате чего в снежном покрове на обширных территориях существенно возрастают концентрации свинца и цинка — металлов, особо токсичных для флоры и фауны водоемов [52].

Газы также адсорбируются на поверхности снежных кристаллов. Особого внимания заслуживают двуокись серы и окись азота — при их окислении в атмосфере образуются серная и азотная кислоты. Высокая концентрация серы в снежном покрове объясняется промышленным загрязнением. Например, плавильные печи в Садбери, Онтарио, ежегодно выбрасывают в атмосферу $2,27 \cdot 10^9$ кг двуокиси серы. На расстоянии свыше 40 км от источников загрязнения снег имел рН меньше 3 [12]. Такой уровень кислотности не может быть объяснен воздействием каких-либо других источников.

Высокая концентрация промышленных отходов на расстоянии сотен километров от источников загрязнения может быть обусловлена переносом загрязняющих веществ по воздуху при определенных метеорологических условиях и их отложении в процессе выпадения снега [52]. Выяснено, что значения концентрации загрязняющих веществ в отдельных слоях снежного покрова могут существенно различаться, однако, как следует из табл. 7.8, соот-

Таблица 7.8

Загрязнение снежного покрова химическими веществами на двух участках, расположенных на расстоянии 48 км один от другого [52]

Участок	Концентрация, мг/л				Концентрация, мкг/л		
	Сульфаты	Кальций	Цинк	Свинец	Железо	Кадмий	Медь
Файресдал	10,6	0,9	85	67	80	2	15
Токке	7,4	0,4	85	60	180	4	20

ветствующие слои снежных толщ для двух участков, расположенных на расстоянии 48 км один от другого, имеют сходные значения концентраций.

В целях обеспечения движения транспорта на дорогах в зимний период проводятся снегоуборочные работы и широко применяются песок, зола и другие абразивные материалы. Использование этих материалов при очистке автострад от снега и льда в последнее время ограничивается, так как наблюдается закупорка канализационных сетей абразивами. В качестве альтернативы стали более интенсивно применять соли, такие как хлориды натрия и кальция; например, в некоторых городах расход соли составляет до 7 т на 1 км дорожной полосы [55]. При таянии снега на улицах или в местах снежных свалок рассол может падать в водотоки. Довольно часто рассол оказывается более холодным, а следовательно, и более плотным, чем вода, с которой он смешивается в водоеме; большая плотность рассола обусловлена также наличием растворенных в нем солей. В результате

рассол опускается в придонные слои озер и формируется устойчивая стратификация воды, которая препятствует ее весеннему перемешиванию. Высокая соленость и недостаточное перемешивание, препятствующее поступлению кислорода в глубь водоемов, приводят к гибели рыб и других растительных и животных организмов, обитающих в придонных слоях [18].

Точная оценка общего влияния солей на повышение уровня токсичности представляет определенные трудности, поскольку интенсивность поступления солей зависит от способа удаления снега и способности водных объектов растворять снег. Однако ясно, что вблизи стоков канализационных сетей локальная концентрация солей может быть очень велика, в особенности спустя непродолжительное время после обработки дорог солями; в этом случае массовая концентрация может достигать 0,25 % [6, 131].

Присутствующие в снегу радиоактивные элементы обычно не опасны, к тому же они представляют большой интерес для изучения процессов, происходящих в снежном покрове. Радон, торон и актинон являются продуктами распада радия в грунтах. Период полураспада радона — 3,8 сут, поэтому данные об изменениях его концентрации могут использоваться для наблюдения за процессами диффузии между грунтами и снегом [72]. Радон можно идентифицировать по его пику гамма-излучения при 2,62 МэВ [16].

В процессе выпадения снега в него также попадают радиоактивные элементы, такие как стронций и тритий. Наблюдения за тритием использовались при исследованиях аккумуляции и таяния снега на ледниках [111]. Результаты исследований стабильных изотопов кислорода и водорода естественного происхождения используются при изучении динамики снеготаяния [74].

В снеге накапливаются разнообразные частицы, попадающие в него из атмосферы: пыльца, споры и споровые виды бактерий. Большая часть этих организмов остается инертной, однако некоторые водоросли, грибки и микробы оказываются криофилами, или по крайней мере приспособленными к существованию в снеге при температуре, примерно равной точке плавления.

Стейн и Амундсен [126] описывают семь видов водорослей, относящихся к *Chlorophyta Volvocales* и *Chlorophyta Chlorococcales*. Из пятнадцати идентифицированных видов значительное число относилось к жгутиковым, для осуществления части жизненного цикла которых требуется талая вода. Поскольку большое число таких водорослей имеет ярко красную или оранжевую окраску в течение одной части жизненного цикла (и зеленую в течение другой части), происходит необычное окрашивание массы снега. По данным [126], два вида грибов рода *Chionaster Wille (Eumycophyta)* существуют только в снегу.

В образцах, отобранных из снежных отвалов и из снежного покрова под пологом леса Лаврентийского парка, отмечено суще-

ствование многих форм бактерий, в частности некоторых видов монококков, диплококков, стрептококков, стафилококков и стрептомицитов [132]. Поскольку для этих бактерий характерен метаболизм при 0°C, их появление в снегу, скорее всего, вызвано попаданием в снег частиц почвы, экскрементов животных и других источников бактерий. Многие представители микрофлоры могут размножаться в снегу [127], однако этот вопрос изучен еще недостаточно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Контратьева А. С. Теплопроводность снегового покрова и физические процессы, происходящие в нем под влиянием температурного градиента.— в Сб.: Физико-механические свойства снега и их использование в аэродромном и дорожном строительстве.— М., Л.: Изд-во АН СССР, 1945.
2. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования.— М.: Изд-во АН СССР, 1955. 42 с.
3. Abels H. 1892. Beobachtungen der täglichen periode der temperatur im schnee und bestimmun des wärmeleitungsvermögens des schnees als function seiner dichtigkeit. Rep. Meteorol. Bd. XVI, No. 1, pp. 1—53.
4. Adam N. K. 1941. Physics and Chemistry of Surfaces. Oxford Univ. Press, London.
5. Ambach N. and A. Denoth. 1974. On the dielectric constant of wet snow. Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics, Grindelwald. Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 136—144.
6. American Public Works Association (APWA) 1969. Water pollution aspects of urban runoff. WP20-15, USDI, FWPCA, Washington, D. C.
7. Auty R. P. and R. H. Cole. 1952. Dielectric properties of ice and solid D₂O. J. Chem. Phys., Vol. 20, pp. 1309—1314.
8. Bader H., R. Haefeli, E. Bucher, I. Neher, O. Eckel and Chr. Thams. 1939. Der Schnee und seine Metamorphose (Snow and its Metamorphism). Beit. Geol. Schweiz., Geotech. Ser., Hydrol., Lief. 3, Bern. (English Transl. by Snow, Ice Permafrost Res. Estab., Transl. 14).
9. Bader H. 1953. Sorge's law of densification of snow on high polar glaciers. Res. Pap. 2., US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.
10. Bader H. 1960, 1962. Theory of densification of dry snow on high polar glaciers. Pt. I, Res. Rep. 69, Pt. II, Res. Rep. 108. US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
11. Ballard G. E. H., E. D. Feldt and S. Toth. 1965. Direct shear study on snow, procedure and data. Sp. Rep. 92. US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
12. Beamish R. H. and H. H. Harvey. 1972. Acidification of the La Cloche mountain lakes, Ontario, and resulting fish mortalities. J. Fish. Res. Bd. Can., Vol. 29, No. 8, pp. 1131—1143.
13. Bentley C. R., P. W. Pomeroy and H. J. Dorman. 1957. Seismic measurements on the Greenland Ice Cap. Ann. Geophys., Vol. 13, No. 4, pp. 253—285.
14. Bergen J. D. 1971. The relation of snow transparency to density and air permeability in a natural snow cover. J. Geophys. Res., Vol. 76, pp. 7385—7388.
15. Bertie J. E., H. J. Labbé and E. Whalley. 1969. Absorptivity of ice I in the range 4000—30 cm⁻¹. J. Chem. Phys., Vol. 50, pp. 4501—4520.
16. Bissell V. C. 1974. Natural gamma spectral peak method for snow measurement from aircraft. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 614—623.
17. Bohren C. F. and B. R. Barkstrom. 1974. Theory of the optical properties of snow. J. Geophys. Res., Vol. 79, pp. 4527—4535.

18. Boies D. B. and S. Bortz. 1965. Economical and effective deicing agents for use on highway structures. Rep. 19, Nat. Coop. Highw. Res. Prog., Highw. Res. Board NAS-NRC.
19. Bowden F. P. 1955. Friction on snow and ice and the development of some fast running skis. Nature, Vol. 176, p. 946.
20. Bracht J. 1949. Über die wärmeleitfähigkeit des erdbodens und des schnees und den wärumeumsatz im erboden (On the thermal conductivity of soil and snow, and the heat utilization in soil), Veröffentlich. Geophysikalischen Inst. Univ. Leipzig, Ser. 2, Vol. 14, No. 3, pp. 147—225.
21. Bradley C. C. and W. St. Lawrence. 1975. Kaiser effect in snow. Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 145—154.
22. Brown R. L. 1976a. A thermodynamic study of materials representable by integral expansions. Int. J. Eng. Sci., Vol. 14, pp. 1033—1046.
23. Brown R. L. 1976b. Fracture criterion for snow. J. Glaciol., Vol. 19, pp. 111—121.
24. Brown R. L. and T. E. Lang. 1975. On the fracture properties of snow. Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 196—207.
25. Bucher E. 1948. Beiträge zu den theoretischen Grundlagen des Lawinenverbaus (Contribution to the theoretical foundations of avalanche construction). Beit. Geol. Schweiz, Geotech. Ser., Hydrol., Lief. 6 (English Transl. by US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab., Transl. 18).
26. Bucher E. and A. Roch. 1948. Reibungs-und Packungswiderstande bei raschen Schneebewegungen (Friction and resistance to compaction of snow under rapid motion). Mitteilungen des Eidgenöss. Instituts für Schnee und Lawinenforschung. Davos-Weissfluhjoch.
27. Butkovich T. R. 1956. Strength studies of high-density snows. Res. Rep. 18, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.
28. Carslaw H. S. and Jaeger J. C. 1959. Conduction of Heat in Soils. Oxford Univ. Press, London.
29. Colbeck S. C. 1971. One dimensional water flow through snow. Res. Rep. 296, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
30. Colbeck S. C. 1973. Theory of metamorphism of wet snow. Res. Rep. 313, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
31. Colbeck S. C. 1976. The physical aspects of water flow through snow. In Advances in Hydrosience (Ven Te Chow, ed.), Academic Press, New York, Vol. 11, pp. 156—200.
32. Cole K. S. and R. H. Cole. 1941. Dispersion and absorption in dielectrics I: alternating current characteristics. J. Chem. Phys., Vol. 9, pp. 341—351.
33. Coudert J. F. 1973. Théorie macroscopique des écoulements multiphasiques en milieu poreux. Première partie: Approche d'une théorie mathématique pour établir les équations en valeur moyenne décrivant l'écoulement d'un fluide hétérogène. Rev. Inst. Fr. Pet., Vol. 28, pp. 171—183. Deuxième partie: Mécanique, Vol. 28, pp. 373—398.
34. Cray A. P., E. S. Robinson, H. E. Bennet and W. W. Boyd. 1962. Glaciological Rep. 6, Am. Geogr. Soc.
35. Cummings W. A. 1952. The dielectric properties of snow and ice at 3,2 centimeters. J. Appl. Phys., Vol. 23, No. 7, pp. 768—773.
36. Debye P. 1929. Polar Molecules. Dover Publications Inc., New York, N. Y.
37. Denbigh K. 1966. The Principles of Chemical Equilibrium with Applications in Chemistry and Chemical Engineering. The Univ. Press, Cambridge.
38. Devaux J. 1933. Ann. de phys. Ser. 10, Vol. 20, pp. 5—67. (as cited by Dorsey, 1940, p. 483).
39. de Quervain M. R. 1973. Snow structure, heat and mass flux through snow. The Role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff Symp., Sept. 1972, Unesco—WMO—IASH, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 2, pp. 203—226.

40. Dorsey N. E. 1940. Properties of Ordinary Water-substance in all its Phases: Water Vapor, Water and all the Ices. Mono. Ser. No. 8, Am. Chem. Soc. Rheinhold Publ. Corp. (reprinted Hafner Publ. Co., New York, 1968).
41. Dressler K. and O. Schnepp. 1960. Absorption spectra of solid methane, ammonia and ice in the vacuum ultra-violet. J. Chem. Phys., Vol. 33, pp. 270—274.
42. Eriksson R. 1949. Medens friktion mot snö och is (Friction of runners on snow and ice). Foren Skogsarbet., Kgl., Domänstyrelsens arbetsstud., Med 34—35 (English Transl. by US Army Snow, Ice Permafrost Estab., Transl. 44).
43. Evans S. 1968. Dielectric properties of ice and snow: a review. J. Glaciol. Vol. 5, pp. 773—792.
44. Fletcher N. H. 1970. The Chemical physics of Ice. Cambridge Univ Press. Cambridge, U. K.
45. Fritzsche W. 1974. New electronic avalanche rescue devices. Rep. Inst. High Frequency and Electronics, Tech, Univ. Graz, Austria.
46. Frutiger H. and M. Martinelli. 1966. A manual for planning structural control of avalanches. Res. Pap. RM-19, USDA Rocky Mountain For. Range Exp. Sta.
47. Glen J. W. 1974. The physics of ice. Mono II-C2a., US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
48. Glen J. W. and J. G. Paren. 1975. The electrical properties of snow and ice. J. Glaciol., Vol. 15, No. 73, pp. 15—38.
49. Gow A. J. 1974. Time-temperature dependence of sintering in perennial isothermal snowpacks. Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 25—41.
50. Grasty R. L., H. S. Lojens and H. L. Ferguson. 1974. An experimental gamma-ray spectrometer snow survey over southern Ontario. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 579—593.
51. Haefeli R. 1939. Snow mechanics with reference to soil mechanics. In (Bader et al., 1939), Der Schnee und seine Metamorphose, Beit. Geol. Schweiz, Geotech. Ser., Hydrol., Lief. 3, Bern. (English Transl. by US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab., Transl. 14).
52. Hagen A. and A. Langeland. 1973. Polluted snow in southern Norway and the effect of the meltwater on freshwater and aquatic organisms. Environ. Pollut., Vol. 5, pp. 45—57.
53. Hatsopoulos G. N. and J. H. Keenan. 1965. Principles of General Thermodynamics. John Wiley and Sons, Inc., New York, N. Y.
54. Hawkes I. and M. Mellor. 1972. Deformation and fracture of ice under uniaxial stress. J. Glaciol., Vol. 11, No. 61, pp. 103—131.
55. Hawkins R. H. and J. H. Judd. 1972. Water pollution as affected by street salting. Water Resour. Bull., Vol. 8, pp. 1246—1252.
56. Hobbs P. V. 1968. Metamorphism of dry snow at a uniform temperature. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. of Bern, (Trans. Vol. 5, Snow and Ice), Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. 79, pp. 392—402.
57. Hobbs P. V. 1974. Ice Physics. Clarendon Press, Oxford.
58. Hobbs P. V. and B. J. Mason. 1964. The sintering and adhesion of ice. Phil. Mag., Ser. 8, Vol. 9, No. 98, pp. 181—197.
59. Hobbs P. V. and L. F. Radke. 1967. The role of volume diffusion in the metamorphism of snow. J. Glaciol., Vol. 6, No. 48, pp. 879—891.
60. Jaafar H. and J. J. C. Picot. 1970. Thermal conductivity of snow by a transient state probe method. Water Resour. Res., Vol. 6, No. 1, pp. 333—335.
61. Jansson M. 1901. Öfvers. K. svenska. Vet. Akad. Förh Vol. 58, pp. 207—222 (as cited by Dorsey, 1950, p. 483).
62. Jellinek H. H. G. and S. H. Ibrahim. 1967. Sintering of powdered ice. J. Colloids Interface Sci., Vol. 25, pp. 245—254.
63. Kamb B. 1968. Ice polymorphism and the structure of water. In Structural Chemistry and Molecular Biology (A. Rich and N. Davidson eds.), W. H. Freeman and Co, San Francisco and London, pp. 507—542.

64. Keeler C. M. 1969. Some physical properties of alpine snow. Res. Rep. 271, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
65. Keeler C. M. and W. F. Weekes. 1967. Some mechanical properties of Alpine snow, Montana, 1964—66. Res. Rep. 227, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
66. Keenan J. H., F. G. Keyes, A. G. Hill and J. G. Moore. 1969. Steam Tables. John Wiley and Sons, Inc., New York, N. Y.
67. Klein G. J. 1950. Canadian survey of physical characteristics of snow covers. Tech. Memo. 15, Div. Build. Res., Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont.
68. Klein G. J., C. D. Pearce and L. W. Gold. 1950. Method of measuring the significant characteristics of a snow cover. Tech. Memo 18, Assoc. Comm. Soil Snow Mech., Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont.
69. Kojima K. 1954. Visco-elastic property of snow. Low Temp. Sci. Ser. A, Vol. 12, pp. 1—13.
70. Kojima K. 1967. Densification of seasonal snowcover. Physics of Snow and Ice, (H. Oura, ed.), Proc. Int. Conf. on Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, Vol. 1, pp. 929—952.
71. Kopp M. 1962. Conductivité électrique de la neige, au courant continu. Z. Math. Phys., Vol. 13, pp. 431—441.
72. Kovach E. M. 1945. Meteorological influences upon the radoncontent of soil-gas. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 26, pp. 241—248.
73. Kovacs A., W. F. Weeks and F. Michetti. 1969. Variation of some mechanical properties of polar snow, Camp Century, Greenland. Res. Rep. 276., US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
74. Krouse H. R., R. Hislop, H. M. Brown, K. West and J. L. Smith. 1975. Climate and spatial dependance of the retention of D/H and O^{16}/O^{18} abundances in snow and ice of North America. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Grenoble (Isotopes and impurities in snow and ice), Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 118, pp. 242—247.
75. Kuroiwa D. 1954. The dielectric property of snow. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Rome (Trans. Vol. 4, Snow and Ice), Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 46, pp. 52—63.
76. Kuroiwa D. 1968. Liquid permeability of snow. Low Temp. Sci. Ser. A, Vol. 26, pp. 87—100 (Japanese with English summary).
77. Kuroiwa D., Y. Mizuno and M. Takenuchi. 1967. Micrometrical properties of snow. Physics of snow and ice. (H. Oura, ed.), Proc. Int. Conf. on Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, Vol. 2, pp. 751—772.
78. LaBarre N., J. B. Milne and B. G. Oliver. 1973. Lead contamination of snow. Water Resour. Res., Vol. 7, pp. 121—218.
79. LaChapelle, E. R. 1969. Field Guide to Snow Crystals. Univ. Washington Press, Seattle.
80. Lamb J. 1946. Measurements of the dielectric properties of ice. Trans. Faraday Soc., Vol. 42A, pp. 238—44.
81. Lamb J. and A. Turney. 1949. The dielectric properties of ice at 1.25 cm wavelength. Proc. Physical Soc., Sect. B. Vol. 62, Pt. 4, pp. 272—273.
82. Lang T. E., R. L. Brown, W. F. St. Lawrence and C. C. Bradley. 1974. Buckling characteristics of a sloping snow slab. J. Geophys. Res., Vol. 78, pp. 339—351.
83. Langham E. J. 1973. Un modèle du manteau nivel relié a sa mésostructure. Bull. Sci. Hydrol., Vol. 18, pp. 33—43.
84. Langham E. J. 1974a. The occurence and movement of liquid water in the snowpack. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 67—75.
85. Langham E. J. 1974b. Phase equilibria of veins in polycrystalline ice. Can. J. Earth Sci., Vol. 11, pp. 1280—1287.
86. Langham E. J. 1975. The mechanism of rooting of ice layers within a structured snowpack. Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 73—81.

87. Lee T. M. 1961. Note on Young's Modulus and Poisson's Ratio of naturally compacted snow and processed snow. Unpubl. Tech. Note, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
88. Linlor W. I., M. F. Meier and J. L. Smith. 1974. Microwave profiling of snowpack free water content. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour., Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 729—736.
89. Looyenga H. 1965. Dielectric constants of heterogenous mixtures. *Physica*, Vol. 31, pp. 401—406.
90. Magono C. and C. W. Lee. 1966. Meteorological classification of natural snow crystals, *J. Faculty Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, Vol. 2, pp. 321—325.
91. Male D. H. and D. I. Norum. 1971. Movement of water through snow and ice: A thermodynamic analysis. *Hydrol. Symp. No. 8*, Quebec, Nat. Res. Council Can., Queen's Printer, Ottawa, pp. 83—108.
92. Martinelli M. 1960. Creep and settlement in an alpine snowpack. Res. Note 43, USDA Rocky Mountain For. Range Exp. Sta.
93. Mellor M. 1964. Properties of snow. Mono. III-A1. US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
94. Mellor M. 1965. Some optical properties of snow. *Proc. Int. Symp. on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches*, Davos, Switzerland, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 69, pp. 128—140.
95. Mellor M. 1975. A review of basic snow mechanics. *Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics*, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 251—291.
96. Mellor M. 1977. Engineering properties of snow. *J. Glaciol.*, Vol. 19, No. 81, pp. 15—66.
97. Mellor M. and G. Hendrickson. 1965. Confined creep tests on polar snow. Res. Rep. 138, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
98. Mellor M. and J. H. Smith. 1966. Strength studies on snow. *Proc. Int. Symp. on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches*, Davos, Switzerland, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 69, pp. 100—113.
99. Mellor M. and J. H. Smith. 1967. Creep of snow and ice. *Physics of Snow and Ice*. (H. Oura, ed.), *Proc. Int. Conf. on Low Temp. Sci.*, Hokkaido Univ., Sapporo, Vol. 1, pp. 843—855.
100. Mellor M. and R. Testa. 1969. Effect of temperature on the creep of ice. *J. Glaciol.*, Vol. 8, No. 52, pp. 131—152.
101. Mokadam R. G. 1961. Thermodynamic analysis of the Darcy Law. *Trans. Am. Soc. Mech. Eng., Ser. E, J. Appl. Mech.*, Vol. 28, pp. 208—212.
102. Murozumi M., T. S. Chow and C. Patterson. 1969. Chemical concentration of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts and sea salts in Greenland and Antarctic snow strata. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 33, pp. 1247—1294.
103. Nakaya U. 1959a. Viscoelastic properties of snow and ice from the Greenland Ice Cap. Res. Rep. 46, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.
104. Nakaya U. 1959b. Viscoelastic properties of processed snow. Res. Rep. 58, US Army Snow Ice Permafrost Estab.
105. Nakaya U. 1961. Elastic properties of processed snow with reference to its internal structure. Res. Rep. 82, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.
106. Nakaya U. and A. Matsumoto. 1954. Simple experiment showing the existence of "liquid water" film on the ice surface. *J. Colloid Sci.*, Vol. 9, pp. 41—49.
107. National Research Council. 1954. Int. Assoc. Hydrol. Sci., Classification for snow. Tech. Memo No. 31, Nat. Res. Council Can., Ottawa, Ont.
108. Ockendon J. R. and W. R. Hodgkins, eds. 1975. Moving boundary problems in heat flow and diffusion. Clarendon Press, Oxford.
109. Perla R. I. 1975. Stress and fracture of snow slabs. *Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics*, Grindelwald Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 208—221.
110. Pitman D. and B. Zuckerman, 1967. Effective thermal conductivity of snow at -88°C , -27°C and -5°C . *J. Appl. Phys.* Vol. 38, pp. 2698—2699.
111. Prantl F. A. and H. S. Loijens. 1975. Application des méthodes nucléaires aux études glaciologiques au Canada. Int. Union Geod. Geophys. Gen Assem. Grenoble (Isotopes and impurities in snow and ice). Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 118, pp. 237—241.
112. Ramseier R. O. 1963. Some physical and mechanical properties of polar snow. *J. Glaciol.*, Vol. 4, pp. 753—769.
113. Ramseier R. O. and C. M. Keeler. 1966. The sintering process in snow. *J. Glaciol.*, Vol. 6, pp. 421—424.
114. St. Lawrence W. and C. C. Bradley. 1975. The deformation of snow in terms of a structural mechanism. *Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics*, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 155—170.
115. St. Lawrence W. and T. R. Williams. 1976. Seismic signals associated with avalanches. *J. Glaciol.*, Vol. 17, pp. 521—526.
116. Salm B. 1975. A constitutive equation for creeping snow. *Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics*, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 222—235.
117. Seligman G. 1936. *Snow Structure and Ski Fields*. Macmillan and Co., London.
118. Slaughter C. W. 1969. Snow Albedo modification: a review of the literature. Tech. Rep. 217, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
119. Smith F. W. and J. O. Curtis. 1975. Stress analysis and failure prediction in avalanche snowpacks. *Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics*, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 332—340.
120. Smith J. L. 1963. Crushing strength and longitudinal wave velocity in processed snow. Tech. Rep. 137, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
121. Smith J. L. 1965. The elastic constants, strength, and density of Greenland snow as determined from measurements of sonic wave velocity. Tech. Rep. 167, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
122. Smith J. L. 1969. Shock tube experiments on snow. Tech. Rep. 218, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
123. Smith N. 1969. Determining the dynamic properties of snow and ice by forced vibration. Tech. Rep. 216, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
124. Sommerfeld R. A. 1977. Preliminary observations of acoustic emissions preceding avalanches. *G. Glaciol.*, Vol. 19, No. pp. 399—409.
125. Sommerfeld R. A. and E. LaChapelle. 1970. The classification of snow metamorphism. *J. Glaciol.*, Vol. 9, No. 55, pp. 3—17.
126. Stein J. R. and C. C. Amundsen. 1967. Studies on snow algae and fungi from the front range of Colorado. *Can. J. Bot.*, Vol. 45, pp. 2033—2045.
127. Stokes J. L., A. H. Rose and J. L. Ingraham. 1963. Psychrophilic microorganisms. In *Recent Prog. Microbiol.*, Symp. Int. Congr. Microbiol. No. 8 (N. E. Gibbons ed.), Univ. Toronto Press, pp. 181—212.
128. Sulakvelidze G. K. 1959. Thermal conductivity equation for porous media containing saturated vapor, water and ice. *Bull. Acad. Sci. USSR Geophys. Ser.*, January, pp. 180—188.
129. US Army Corps of Engineers. 1956. *Snow Hydrology*. Portland, Oreg., North Pacific Div., Corps of Engineers.
130. Van Dusen M. S. 1929. Thermal conductivity of non-metallic solids. *Int. Crit. Tables*, Vol. 5, pp. 216—217.
131. Van Loon, J. C. 1972. The snow removal controversy. *Water Pollut. Control*, Vol. 71, pp. 18—20.
132. Visser S. A. 1973. The microflora of a snow depository in the city of Quebec. *Environ. Lett.*, Vol. 4, pp. 267—272.
133. Von Hippel A. ed. 1954. *Dielectric Materials and Applications*. Technology Press of Massachusetts Institute of Technology; Cambridge, Mass.; John Wiley and Sons, Inc.; Chapman and Hall, Ltd. New York, London.
134. Westergaard H. M. 1964. *Theory of Elasticity and Plasticity*. Dover Publications Inc., New York.
135. Wooding R. A. and H. J. Morel-Seytoux. Multiphase fluid through porous media. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, Vol. 8, pp. 233—273.

136. Yen Y.-C. 1962. Effective thermal conductivity of ventilated snow. J. Geophys. Res., Vol. 67, pp. 1091—1098.
137. Yoshino T. 1961. Radio wave propagation on the ice cap. Antarctic Record (Tokyo), No. 11, pp. 228—233.
138. Yosida Z. and others. 1955. Physical studies on deposited snow: Thermal properties. Inst. of Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, Ser. A. No. 27, pp. 19—74.
139. Zeigler H. 1975. Continuum mechanics: a powerful tool in solving ice and snow problems. Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics, Grindelwald. Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 185—195.

Глава 8

Метелевый перенос снега

ВВЕДЕНИЕ

Метелевый перенос оказывает существенное влияние на экономику Канады и других стран, в которых за зиму выпадает значительное количество снега. Снегонакопление при метелевом переносе, обусловленном влиянием ветра, во много раз превышает аккумуляцию, которая наблюдается в результате снегопадов при безветренной погоде. Ежегодно большие суммы денег тратятся на расчистку автомобильных и железных дорог, аэропортов и участков застройки. Метелевый перенос может приводить к существенному увеличению снеговых нагрузок на крыши зданий (см. главу 13), сказываясь тем самым на безопасности и стоимости сооружений. Перераспределение снега ветром оказывает серьезное влияние на программы наблюдений за снежным покровом, процессы снеготаяния и стока, миграцию животных и производство сельскохозяйственной продукции. В некоторых случаях метелевый перенос может иметь и положительное значение — например, когда увеличивается толщина снежного покрова на склонах с горнолыжными трассами, возрастают снегозапасы, используемые в качестве источников пресной воды, или уменьшается глубина промерзания почв.

Во многих отношениях процесс метелевого переноса снега сходен с перевеванием песка в пустынях или сносом почвы в прериях. Хотя механизмы транспортировки материала аналогичны, следует иметь в виду, что в процессе переноса форма и другие характеристики снежных кристаллов могут существенно меняться, в то время как соответствующие характеристики песчаных частиц остаются относительно неизменными. В работе [3] содержится исчерпывающий анализ механики перевевания песка. Эта монография может использоваться при рассмотрении ряда аспектов метелевого переноса. В частности, Бэгнолд в качественном виде дал объяснения механизма формирования различных форм рельефа, таких как дюны и заструги. Множество аспектов метелевого переноса и формирование снежных запасов освещается также в обзорной монографии Меллора [15].

ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕТРА ВБЛИЗИ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Структура бесснежного воздушного потока

Характеристики ветра вблизи земной поверхности — это важнейшие показатели, определяющие условия формирования метелевого переноса и его особенности. На высотах более 1 км движение воздушных масс складывается под действием уравнивающих

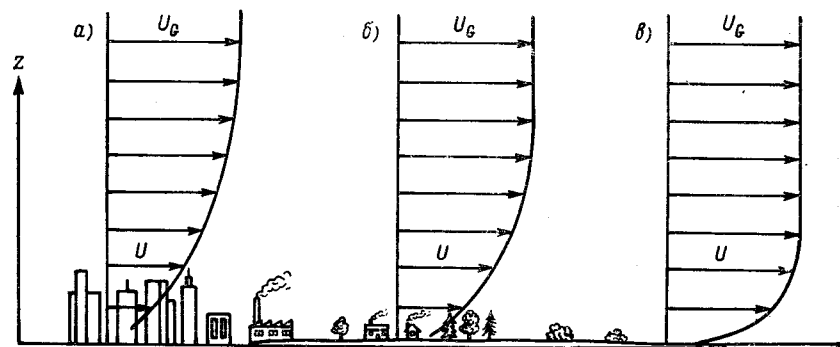


Рис. 8.1. Профили скорости ветра U при разной шероховатости поверхности.

а — сильно шероховатая поверхность (высокие здания, башни и т. д.), б — умеренно шероховатая поверхность (деревья, дома и т. д.), в — ровная открытая поверхность; U_G — скорость геострофического ветра.

друг друга сил — силы, обусловленной наличием градиента давления, и силы Кориолиса, вызываемой влиянием вращения Земли на движущиеся атмосферные потоки. На больших высотах поле ветра формируется под влиянием крупных барических систем, а ветровые характеристики не зависят от рельефа поверхности. Такой ветер называется геострофическим.

На поверхности земли так называемое условие непроскальзывания требует, чтобы скорость ветра равнялась нулю. Следовательно, должен существовать пограничный слой, внутри которого скорость ветра возрастает от нуля вблизи поверхности земли до скорости геострофического ветра на верхней границе слоя. Толщина пограничного слоя и распределение скоростей ветра с высотой z над поверхностью земли (профиль скоростей) зависят от шероховатости подстилающей поверхности. Над относительно шероховатой территорией пограничный слой распространяется до большой высоты, а скорость ветра увеличивается медленно. Над ровной открытой местностью наблюдается обратная картина. На рис. 8.1 схематически показаны эти различия. Толщина погранич-

ного слоя и профиль скорости зависят также от температурной стратификации атмосферы. Например, в условиях неустойчивой стратификации (потенциальная температура уменьшается с увеличением высоты) толщина пограничного слоя обычно оказывается больше, чем при устойчивой стратификации.

Скорость ветра, упоминаемая в метеосводках, обычно измеряется на высоте 10 м на ровной и открытой местности. Эта величина обычно отличается от скорости ветра на других высотах и при других формах рельефа. Наличие градиента скорости ветра в пограничном слое обуславливает появление касательных напряжений в воздушном потоке. Касательные напряжения достигают максимальных значений у поверхности земли и с высотой постепенно уменьшаются до нуля над верхней поверхностью пограничного слоя. Касательные напряжения, возникающие в результате воздействия ветра на снежную поверхность, приводят к перемещению частиц рыхлого снега.

Ветер вблизи земной поверхности всегда характеризуется турбулентностью или порывистостью, т. е. скорость ветра меняется во времени и пространстве. Поскольку величина колебаний скорости пропорциональна средней скорости ветра, в дальнейших рассуждениях будет упоминаться средняя скорость.

Метелевый перенос прямо зависит от характеристик ветра непосредственно у поверхности земли (например, до высоты 25 м). Фактически все естественные поверхности в процессе взаимодействия с ветром выступают как шероховатые поверхности. В случае однородной шероховатой поверхности среднее направление ветра не меняется с высотой, а осредненные параметры ветра неизменны и в поперечном направлении. Если скорость ветра достаточна для формирования метелевого переноса, воздушный поток в приземном слое определяется силами сдвига и не зависит от температурной стратификации. В таких условиях, как показывает анализ размерностей и результаты полевых наблюдений, средняя скорость ветра U зависит от высоты z , касательных напряжений на поверхности τ_0 , плотности воздуха ρ , коэффициента шероховатости k_0 и безразмерной величины λ в соответствии со следующим выражением:

$$U/U^* = 2,5 \ln(z/k_0) + 5,5 - C(\lambda), \quad (8.1)$$

где $U^* = \sqrt{\tau_0/\rho}$ и $C(\lambda)$ — константа, зависящая от величины λ . Параметр U^* имеет размерность скорости и известен под названием скорости сдвига, или динамической скорости. Максимальная высота над поверхностью земли, до которой применимо это логарифмическое уравнение, определяется высотой препятствий с наветренной стороны, выше которой коэффициент шероховатости становится постоянным. Верхней границей области использования уравнения служит одно из двух значений высоты: z меньше длины зоны разгона, деленной на 20 [26] или z меньше 50 м. Нижняя

граница определяется из соотношения $z > 2k_0$. Таким образом, уравнение неприменимо для расчета профилей скорости ветра вблизи верхней поверхности элементов шероховатости или ниже, где воздушный поток часто характеризуется трехмерностью и с трудом поддается описанию. Такое же влияние на формирование воздушного потока над поверхностью снежного покрова оказывают кусты, деревья, сооружения и другие препятствия. Если же воздушный поток не испытывает воздействия препятствий или шероховатости поверхности, уравнение (8.1) адекватно описывает профиль скорости ветра достаточно близко от поверхности снега при условии, что коэффициент шероховатости выбран правильно.

Структура воздушного потока вблизи наземных препятствий

Под термином «наземные препятствия» понимаются любые препятствия или достаточно резкие изменения рельефа — здания, снегозадерживающие сооружения, скальные выступы, насыпи, дороги в выемках, кусты и деревья. Если наземные препятствия средней высотой k_0 распределены достаточно равномерно, они воздействуют на ветер как распределенные элементы шероховатости поверхности. В таком случае с помощью уравнения (8.1) можно получить профиль средней скорости на высоте более $2k_0$. Однако поток вблизи верхней поверхности элементов шероховатости или ниже, а также вблизи относительно изолированных наземных препятствий крайне неоднороден и характеризуется сильной пространственной изменчивостью касательного напряжения τ_0 или скорости сдвига U^* . В результате на некоторых участках образуются снежные надувы, в то время как на других участках наблюдается снос рыхлого снега.

В условиях установившегося течения линии тока представляют собой траектории движения частиц потока; они не пересекаются. Плотность воздуха ρ при движении воздушного потока над земной поверхностью остается неизменной. Следовательно, если линии тока сходятся, то скорость потока возрастает, а если наблюдается расходимость линий тока, скорость потока уменьшается. Если скорость потока вблизи поверхности твердого тела уменьшается резко, под действием сил вязкости происходит отделение или отрыв потока от поверхности. По этой причине при обтекании выступающих объектов потоком с их подветренной стороны наблюдается отрыв линий тока и формируется так называемый пузырьек отрыва. Воздух в этом пузырьке называют «мертвым», поскольку скорость его очень мала, а движение носит турбулентный характер. В противоположность этому при движении потока над каплевидными и обтекаемыми объектами отрыв отсутствует и пузырьки отрыва не образуются.

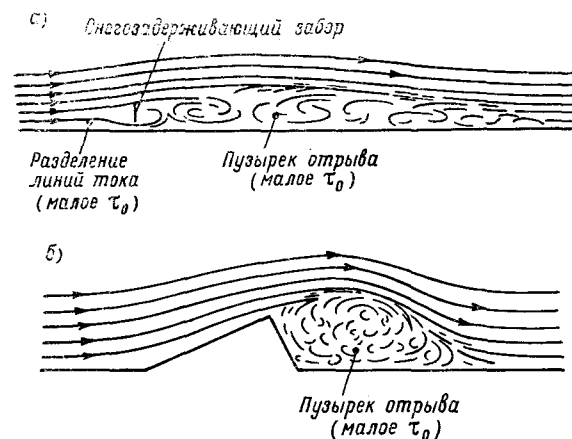
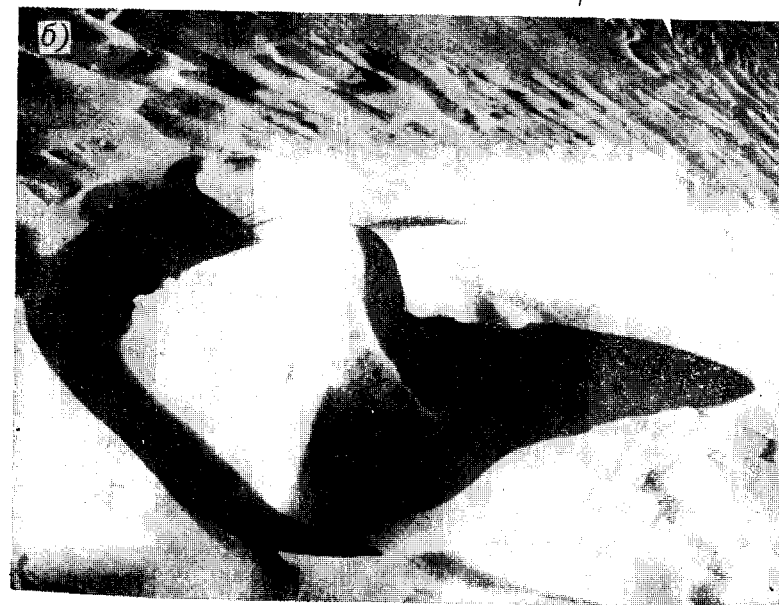
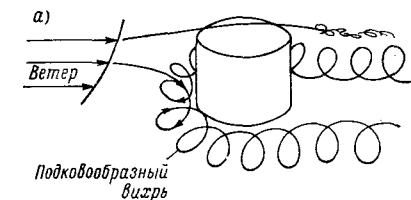


Рис. 8.2. Схематический профиль ветрового потока, обтекающего двумерные наземные препятствия.

а — движение потока через решетчатый снегозадерживающий забор, б — движение потока через насыпь.

Рис. 8.3. Характер снежных отложений и ветрового потока вблизи простейших трехмерных наземных препятствий.

а — ветровой поток вокруг цилиндрического наземного препятствия, б — снежные заносы вблизи трехмерного наземного препятствия; для основания вихря характерны большие значения τ_0 .



Как уже было сказано, пузырьки отрыва обычно формируются с подветренной стороны двумерных наземных препятствий (рис. 8.2); этот эффект может наблюдаться и с наветренной стороны объектов, но значительно реже и в меньших масштабах. Скорость потока в области «мертвого» воздуха мала, поэтому напряжения сдвига на поверхности также незначительны, что способствует формированию снежных заносов и препятствует дальнейшему переносу снега.

Движение потока над трехмерными препятствиями, например, зданиями, происходит сложнее, чем над двумерными — снегозадерживающими заборами или насыпями. В случае трехмерных препятствий также образуется пузырек отрыва, однако движение потока в нем более упорядоченное, чем в пузырьке вблизи двумерного препятствия. Около трехмерных препятствий в отдельных точках потока возникают значительные поверхностные касательные напряжения, а у их основания обычно формируются подковообразные вихри (рис. 8.3 а). Поверхностные касательные напряжения в основании вихрей имеют довольно высокие значения, что приводит к сносу снега у основания препятствия (рис. 8.3 б).

Бесконечное разнообразие и комбинации встречающихся в природе наземных препятствий не позволяют рассмотреть характеристики ветрового режима во всех возможных ситуациях. Предшествовавшее обсуждение позволяет читателю оценить влияние важнейших факторов на метелевый перенос снега при обтекании наземных препятствий.

ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ ДВИЖЕНИЕМ ВЕТРА И СНЕГА

Граничные условия

Под действием касательного напряжения τ_0 , вызванного ветром и действующего в направлении движения воздушного потока, происходит первоначальный отрыв частиц с поверхности снежного покрова. Переносу снега препятствуют часто наблюдаемая тенденция к слипанию снежных частиц, силы сцепления между ними, а также их масса. Таким образом, до начала метелевого переноса касательные напряжения должны достигнуть некоторого порогового значения, достаточного для компенсации противодействующих сил. В исследованиях, посвященных проблеме метелевого переноса, вместо касательных напряжений обычно употребляется термин динамическая скорость. Динамической скоростью называется гипотетическая скорость, описываемая соотношением $U^* \equiv \sqrt{\tau_0/\rho}$ (см. уравнение (8.1)); ее критическое значение U_{th}^* зависит от формы, размера и массы каждой снежной частицы, а также от сил

сцепления, поэтому величина U_{th}^* меняется в широких пределах. При температуре снега ниже -2°C силы сцепления в свежеснежавшем снеге ничтожны, и после незначительных перемещений крупные снежинки дробятся на более мелкие. Большая часть приповерхностного слоя снега в таких случаях состоит из довольно однородных по форме и размеру (примерно 0,5 мм) снежных зерен. Критические значения динамической скорости таких частиц меняются в пределах 0,1—0,2 м/с при среднем репрезентативном значении 0,15 м/с. Если эти частицы неподвижны на поверхности снега, в их ветровой тени могут откладываться снежные зерна очень тонких фракций, например снежная пыль.

Критическая скорость зависит также от влажности и твердости снега. Из-за того что сцепление во влажном и старом снегу велико, величина U_{th}^* для такого снега существенно больше, чем для сухого свежеснежавшего снега. Процесс метелевого переноса сам по себе вызывает уплотнение и затверждение поверхности снежного покрова. В результате ветрового уплотнения критическое значение динамической скорости прогрессирующе увеличивается при продолжительном переносе в отсутствии снегопада. В табл. 8.1

Таблица 8.1
Критические значения динамической скорости при разных типах поверхности снежного покрова

Тип снежного покрова	Твердость*, кПа	Плотность, кг/м³	Температура, °C		U_{th}^* м/с	Источник полевых данных
			снега	воздуха		
Очень легкий сухой снег					0,07	[10] со ссылкой на [1,2]
Рыхлый сухой свежеснежавший снег	0,10	50	—2,5		0,15	[13, 19]; [10] со ссылкой на [1,2]
Сухой снег, отложенный несколько часов назад				—7	0,22	[19]
Свежеснежавший снег при 0 °C			0		0,25	[19]
Слегка уплотненный сухой снег	0,9	120		—5,5	0,27	[13]
Снег, отложенный несколько часов назад при 0 °C				—1	0,4	[19]
Старый затвердевший снег					0,4	[10] со ссылкой на [1]
Снег, уплотненный ветром	100	350		—15	0,4	[14]: см. также рис. 8.4
	250	400		—15	1,0	

* Под твердостью понимается давление, которое нужно приложить к стандартному диску для разрушения поверхности снежного покрова.

и на рис. 8.4 представлены ориентировочные значения U_{th}^* для разных типов поверхности снежного покрова. Тонкий слой снежных частиц, покоящийся на ровной твердой поверхности, более подвержен ветровой деятельности, и критические значения дина-

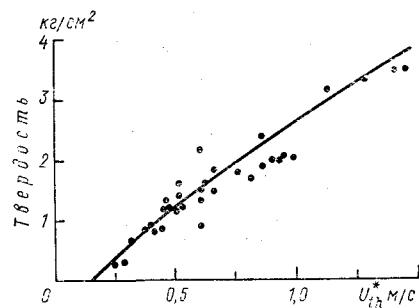


Рис. 8.4. Влияние твердости поверхности снежного покрова на критические значения динамической скорости при температуре приблизительно -15°C . (По данным полевых исследований в Антарктиде, которые приводит в своей работе В. М. Котляков [14].)

мической скорости здесь ниже, чем в случае более мощного слоя тех же частиц.

Способы транспортировки метелевого снега

Средняя плотность снежных частиц приблизительно равна плотности льда и значительно превышает плотность воздуха. Аэродинамическая подъемная сила, действующая на частицы снега, пренебрежимо мала по сравнению с аэродинамической силой волочения. Следовательно, снежные частицы могут подниматься достаточно высоко над поверхностью земли только в том случае, если вертикальная составляющая скорости воздушного потока равняется конечной скорости падения частиц или превышает ее. В условиях метелевого переноса единственной причиной, приводящей к резкому увеличению вертикальной составляющей, служат турбулентные вихри. Вихревая скорость приблизительно равняется конечной скорости падения частиц только в том случае, когда динамическая скорость U^* в 5 раз превышает критическое значение U_{th}^* [4]. Например, если критическая скорость частиц снежного покрова $U_{th}^* = 0,15$ м/с, то U^* должна быть не менее 0,75 м/с для того, чтобы вертикальная скорость приблизительно равнялась скорости падения. В естественных условиях такие высокие значения U^* могут наблюдаться при скорости ветра приблизительно 14 м/с на высоте 1 м, однако такой ветер отмечается довольно редко.

По этой причине снежные частицы преобладающего размера, характеристики которых определяют величину U_{th}^* , обычно не могут подниматься на значительную высоту над поверхностью

снежного покрова. В условиях, когда $U_{th}^* < U^* < 5U_{th}^*$, снежные частицы подсакивают и движутся вдоль поверхности снега; такой способ их движения называется сальтацией. Если U^* превышает U_{th}^* , перенос частиц преобладающего размера приводит к захвату

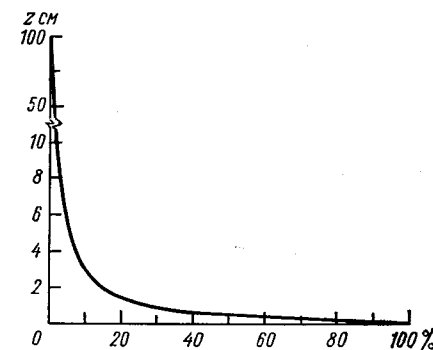


Рис. 8.5. Примерное распределение массы переносимого в горизонтальном потоке метелевого снега с высотой при скорости ветра 10 м/с (на основе данных, взятых из работ [13, 18]).

По оси абсцисс отложено отношение массы переносимого снега на высоте более z к общей массе переносимого снега.

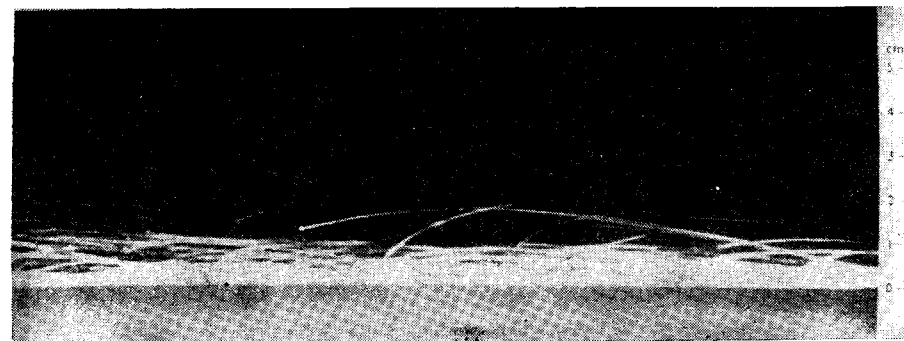


Рис. 8.6. Фотография траекторий снежных частиц в процессе сальтации; $U = 3,9$ м/с на высоте 1 м [13].

ветровым потоком мельчайших частиц снега. Поскольку конечная скорость падения снежной пыли очень мала, она выносятся во взвешенном состоянии в турбулентном воздушном потоке до больших высот. Следствием этого процесса является ухудшение видимости и возможная закупорка возвышающихся над поверхностью земли воздухозаборников. Однако обычно большая часть массы снега перемещается в результате сальтации или влечения более тяжелых частиц по поверхности снега. На рис. 8.5 представлено распределение по высоте массы переносимого в горизонтальном потоке метелевого снега в соответствии с полевыми данными [13, 18]. Траектории снежных частиц в процессе сальтации показаны на рис. 8.6 [13]. Эти рисунки подтверждают предположение о том, что доминирующим процессом ветрового переноса снега яв-

ляется сальтация. В работах [5, 6] изложены результаты теоретических и экспериментальных исследований метелевого переноса выше слоя сальтации.

Профиль скорости ветра в условиях метелевого переноса

Как было показано выше, скорость ветра меняется с высотой, а профиль скорости ветра в основном определяется шероховатостью поверхности. Взвешенная снежная пыль не оказывает значительного влияния на профиль скорости ветра в приповерхностном слое, в то время как сальтация массы снежинок играет существенную роль в процессе его формирования. При подъеме с поверхности частицы получают горизонтальные ускорения под действием аэродинамической силы волочения, на что затрачивается кинетическая энергия ветра. Полученная энергия впоследствии рассеивается в объеме снежного покрова, когда каждая частица в конце траектории ударяется о поверхность. Таким образом, в процессе сальтации метелевые частицы оказывают сопротивление движению воздушного потока, подобно жестко закрепленным элементам шероховатости, например растительности. Следовательно, сальтация увеличивает эффективную шероховатость поверхности снежного покрова и оказывает влияние на профиль скорости ветра, что подтверждается данными полевых наблюдений и экспериментов в аэродинамической трубе. Профиль скорости выше слоя сальтации над эродируемой поверхностью грунта или песка различного гранулометрического состава можно описать следующим уравнением [20]:

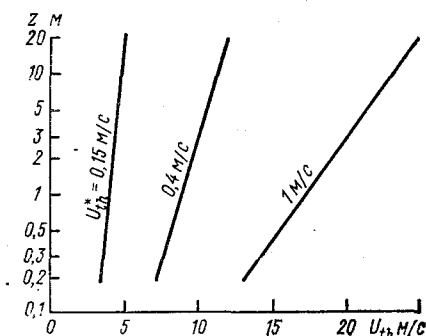
$$U/U^* = 2,5 \ln(2gz/U^{*2}) + 9,7. \quad (8.2)$$

Поскольку толщина слоя сальтации невелика, высота над поверхностью снежного покрова (z) может быть измерена с достаточной точностью, хотя, строго говоря, высота, на которой скорость ветра, описываемая уравнением (8.2), равна нулю, находится на некотором неизвестном уровне в пределах слоя сальтации. Кайнд [11], используя полевые данные [19], показал, что уравнение (8.2) удовлетворительно описывает также профиль скорости ветра над слоем сальтации снега. Это уравнение по сути аналогично уравнению (8.1), описывающему профиль скорости ветра над поверхностями с жестко фиксированными элементами шероховатости; при этом член $U^{*2}/2g$ интерпретируется как выражение, пропорциональное коэффициенту шероховатости k_0 поверхности сальтации. Из анализа размерностей следует, что высота траекторий сальтации должна быть пропорциональна $U^{*2}/2g$. Уравнение (8.2) применимо для условий метелевого переноса с теми же ограничениями, что и уравнение (8.1).

Зависимость между U^* и скоростью ветра U на высоте z над поверхностью снега, описываемая уравнением (8.2), может использоваться при вычислении для любой высоты скорости ветра, по достижении которой начинается метелевый перенос при данном критическом значении динамической скорости U_{th}^* . Рисунок 8.7, построенный в соответствии с уравнением (8.2), позволяет определять минимальную скорость ветра, необходимую для начала

Рис. 8.7. Критические скорости ветра, необходимые для формирования метелевого переноса.

- 1) $U_{th}^* = 0,15$ м/с (свежевыпавший сухой снег),
- 2) $U_{th}^* = 0,4$ м/с (слегка метаморфизованный или уплотнившийся снег),
- 3) $U_{th}^* = 1$ м/с (снег, уплотнившийся под действием сильных ветров).



метелевого переноса в зависимости от z для нескольких значений U_{th}^* . Расчетные значения для сухого свежевыпавшего снега хорошо согласуются с данными полевых наблюдений.

Интенсивность метелевого переноса снега

Когда главным механизмом метелевого переноса снега служит сальтация, снегоперенос происходит в основном в тонком слое сальтации толщиной приблизительно 1 см (см. рис. 8.5). Отдельные снежные частицы отрываются от поверхности снега и взлетают почти вертикально вверх, вследствие чего начинают действовать силы аэродинамического сопротивления и частицы получают горизонтальное ускорение. Очевидно, что на частицы действует также сила тяжести, стремящаяся вернуть их на поверхность снежного покрова, и если это происходит, большая часть кинетической энергии частиц рассеивается в результате удара о поверхность. В результате удара происходит отрыв и почти вертикальный подъем других частиц снега, и этот процесс происходит непрерывно. Поскольку взвешенные частицы под действием аэродинамического сопротивления получают горизонтальные ускорения, а в результате ударов о поверхность теряют кинетическую энергию, происходит расходование импульса воздушного потока. Таким образом, снежные частицы в процессе сальтации передают

касательные напряжения от воздушного потока поверхности снега. Способность ветра переносить снег путем сальтации зависит от касательных напряжений в приповерхностном потоке воздуха. Бэгнолд [3] рассматривает возможность использования упомянутых ранее основных положений для идентификации ведущих параметров, определяющих интенсивность метелевого переноса в результате сальтации. Представим себе узкий коридор, ось которого совпадает с направлением ветра. В этом коридоре сальтации подвержены снежные частицы массой G (г/с) на единицу ширины коридора перпендикулярно направлению ветра. Скорость всех частиц вблизи поверхности должна быть пропорциональна динамической скорости U^* , поэтому средняя горизонтальная скорость U , которая характерна для частиц на траектории сальтации, пропорциональна U^* . Из теории подобия и экспериментальных данных также следует, что средняя высота траекторий пропорциональна U^{*2}/g ; в таком случае средняя длина траекторий должна быть также пропорциональна U^{*2}/g . Интенсивность, с которой сальтирующим частицам передается импульс ветрового потока на единицу площади, равняется касательному напряжению, с которым ветер действует на частицы в процессе сальтации, т. е.

$$\tau \sim GU^*/S, \quad (8.3)$$

где S — площадь поверхности. Поскольку соответствующая площадь поверхности равняется произведению единичной ширины на среднюю длину траекторий, уравнение (8.3) может быть переписано в виде

$$\tau \sim GU^*/(U^{*2}/g). \quad (8.4)$$

Касательные напряжения на поверхности под действием ветра должны всегда соответствовать критическому значению ρU_{th}^{*2} , поэтому τ в уравнении (8.4) должно отражать соотношение между суммой всех касательных напряжений $\tau_0 \equiv \rho U^{*2}$, обусловленных ветровой деятельностью, и величиной ρU_{th}^{*2} [20]. В таком случае уравнение (8.4) может быть представлено следующим образом:

$$G = \rho U^{*3} \alpha [1 - (U_{th}^*/U^*)^2]/g, \quad (8.5)$$

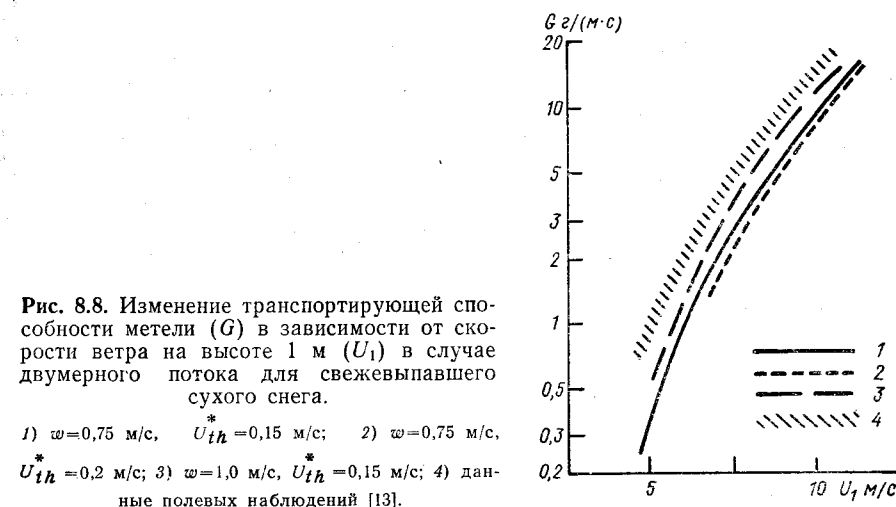
где α — константа. В результате обобщения экспериментальных данных была предложена формула для расчета этого коэффициента [20]:

$$\alpha = 0,25 + (\omega/3U^*), \quad (8.6)$$

где ω — конечная скорость падения частиц. В случае снежных частиц рекомендуется использовать значение ω , равное 0,75 м/с [10].

В соответствии с уравнением (8.5) транспортирующая способность метели G пропорциональна U^{*3} . Отношение U/U^* на некоторой заданной высоте плавно меняется в соответствии с измене-

ниями скорости; следовательно, транспортирующая способность метели увеличивается приблизительно пропорционально U^3 . На рис. 8.8 представлены графики, построенные в соответствии с результатами расчетов по формуле (8.5). При расчетах значений U/U^* использовалось уравнение (8.2), а уравнение (8.6) применялось для вычислений α при различных репрезентативных значе-



ниях ω и U . Для сравнения на график нанесены результаты полевых исследований [13]. Согласно рис. 8.8, с увеличением скорости ветра транспортирующая способность метели резко возрастает. Расчетные значения расхода снега получены на основе данных о скорости ветра на высоте 1 м, которые могут быть связаны с данными о скорости ветра на других высотах в соответствии с уравнением (8.2) или рис. 8.7. Указанный рисунок по сути является графическим отображением уравнения (8.2) для нескольких значений динамической скорости.

Уравнение (8.5), как и уравнение (8.2), применимо только в том случае, если воздушный поток является двумерным, динамическая скорость меняется не слишком резко, а поток с наветренной стороны характеризуется достаточной зоной разгона метели над поверхностью снега, в результате чего устанавливаются равновесные условия сальтации. Такие условия обычно не наблюдаются при обтекании ветром зданий и других наземных препятствий. Однако в любых условиях величина $Gg/\rho U^{*3}$ зависит от местоположения и соотношений U_{th}^*/U и ω/U^* . Таким образом, даже в тех случаях, когда справедливость уравнения (8.5) не подтверждается, транспортирующая способность метели в любой точке оказывается приблизительно пропорциональной U^{*3} .

Некоторая неопределенность существует также в вопросе о минимальной длине зоны разгона метели над поверхностью рыхлого снега, необходимой для формирования равновесной транспортирующей способности метели. Кобаяши [13] считает, что длина зоны разгона метели находится в пределах 30—60 м. Некоторые неопубликованные результаты экспериментов автора, проводившихся в аэродинамической трубе с использованием кварцевого песка, дают основание утверждать, что условия установившейся сальтации могут наблюдаться и при длине зоны разгона метели на порядок меньшей, чем указано выше, по крайней мере в тех случаях, когда отношение U^*/U_{th}^* превышает 1,5.

Как указывают данные полевых наблюдений, в процессе метелевого переноса происходит сублимация значительного количества снега [7, 24, 25], поскольку в слое сальтации вся поверхность частиц контактирует с воздушным потоком. Однако сублимация, по-видимому, незначительно влияет на транспортирующую способность метелей, так как ветер просто срывает дополнительное число частиц с поверхности для компенсации потери некоторой массы снега в результате сублимации. Таким образом, сублимация не оказывает влияния ни на транспортирующую способность, ни на характер снежных заносов, а лишь способствует уменьшению общей массы отложенного в заносах снега в тех случаях, когда в наветренной зоне запасы рыхлого снега ограничены.

В отличие от поверхностей, сложенных несвязными снежными частицами, твердые неразрушающиеся поверхности, например дорожные покрытия или крыши зданий в процессе сальтации абсорбируют лишь небольшую часть кинетической энергии ударов частиц. Соответственно над такими поверхностями ветровой поток может транспортировать большие объемы снега, а вероятность формирования снежных заносов здесь меньше.

Формирование снежных заносов

При снегопадах, сопровождающихся ветром, локальные отложения снега толщиной, значительно превышающей среднюю по пространству толщину свежееотложенного снега, могут формироваться под действием следующих двух механизмов: в результате «фокусировки» траектории снежинок и неоднородного снегопереноса в приземном слое. Наличие зданий и других наземных препятствий приводит к формированию локальных неоднородностей в обтекающем их воздушном потоке. Иначе говоря, на одних участках скорость ветра возрастает, а на других — падает, в особенности на участках, находящихся «в тени» наземных препятствий. Такая изменчивость скорости влияет на характер распределения снежных отложений. Горизонтальная неоднородность скорости

ветра вызывает некоторую «фокусировку» траекторий падающих снежинок, поэтому в районах с относительно небольшими скоростями ветра толщина снежных отложений на некоторых участках в 2—3 раза может превышать среднюю по пространству толщину слоя свежеевыпавшего снега. Кроме того, неоднородное поле потока формирует неоднородность касательных напряжений, действующих на снежный покров, при этом касательные напряжения оказываются наименьшими на участках, где скорость ветра невелика и наоборот. Поскольку интенсивность снегопереноса или транспортирующая способность метели в условиях сальтации строго зависит от касательных напряжений, неоднородность интенсивности снегопереноса приводит к выносу снега с одних участков и его отложению на других. Точнее, на участках, где U^* и G уменьшаются вдоль направления потока (s — направления), интенсивность отложения снега на участке превышает интенсивность его выноса, поэтому здесь должно происходить снегонакопление. Иначе говоря, при аккумуляции снега

$$dU^*/ds < 0,$$

а при выносе снега

$$dU^*/ds > 0.$$

Среди двух механизмов формирования относительно мощных снежных отложений «фокусировка» траекторий снежинок имеет меньшее значение. Исключение, возможно, составляют формирование и распределение снеговых нагрузок на крыши сооружений. «Фокусировка» возможна только в процессе снегопада и, более того, может оказывать существенное влияние только при наличии довольно высоких препятствий, когда горизонтальная неоднородность поля скорости ветра прослеживается в достаточно мощном вертикальном слое.

Если скорость ветра превышает критическое значение, неоднородность интенсивности снегопереноса может наблюдаться в приземном слое вне зависимости от того, наблюдается ли снегопад в данный момент. Соответственно мощность снежных заносов, образовавшихся под действием этого механизма, постоянно возрастает, если с наветренной стороны препятствия имеется достаточное количество рыхлого снега и само препятствие не полностью погребено под снегом. Например, незащищенная дорога в выемке на открытой местности может быть довольно быстро занесена в процессе снегопереноса в приземном слое даже после небольшого снегопада. В общем случае снежные заносы формируются под действием механизма снегопереноса в приземном слое. Характер касательных напряжений крайне сложен и распределение их постоянно меняется в процессе формирования снежных заносов и изменения структуры снеговетрового потока. На рис. 8.3 б показаны снежные отложения вокруг небольшого трехмерного наземного

препятствия; на этом рисунке ясно видны участки сноса снега в основании подковообразного вихря, на которых касательные напряжения велики.

Принципы создания снегозащитных сооружений

Для образования снежных заносов необходимо, чтобы, во-первых, в приземном слое происходил снегоперенос или процесс сальтации и, во-вторых, касательные напряжения уменьшались в направлении движения воздушного потока. Следовательно, контроль и предупреждение снежных заносов могут быть основаны на двух принципах. Скорость ветра должна быть либо настолько уменьшена, чтобы метелевый снег отлагался с наветренной стороны, не достигая защищенного участка, либо поддерживаться на таком уровне, чтобы касательные напряжения были достаточно велики, а переметаемый снег выносился за пределы участка.

Наиболее широко для контроля снежных заносов используются снегозадерживающие заборы. Такие заборы вызывают существенное уменьшение локальных касательных напряжений у поверхности в подветренной зоне и в меньшей степени — в наветренной зоне, что приводит к отложению переметаемого снега. Таким образом, если снегозадерживающий забор установлен правильно, метелевый снег задерживается и не достигает защищаемого участка. Забор должен быть установлен на достаточном расстоянии с наветренной стороны от участка с тем, чтобы формирующиеся снежные заносы не достигали участка. В то же время снегозадерживающий забор не должен устанавливаться слишком далеко; в противном случае интенсивность снегопереноса может опять существенно увеличиться вблизи границы защищаемого участка. Практические рекомендации по установке снегозадерживающих заборов даны в главе 16. Снегозадерживающие заборы теряют свою эффективность, когда погребаются под заносами, ими же и сформированными. Поверхность снежного надува, под которым погребен забор, имеет обтекаемую форму, в результате чего не происходит значительного снижения динамической скорости.

Формирование снежных заносов можно предупреждать и путем поддержания на определенном уровне динамической скорости. На практике эта проблема решается путем создания наземных объектов соответствующей формы, препятствующих расширению воздушного потока при прохождении над объектами. Например, предотвратить образование снежных заносов на автомобильных дорогах можно при помощи отсыпки полотна, слегка возвышающегося над окружающей местностью, вследствие чего линии тока будут сгущаться, а воздушный поток — ускоряться. По этой же причине следует избегать формирования высоких снежных валов при снегоочистительных работах на дорогах.

В некоторых случаях может возникать необходимость в увеличении снегозаносимости территории. Принципы воздействия и здесь остаются неизменными, меняются лишь цели. С наветренной стороны от объекта, если возможно, должен располагаться протяженный открытый участок разгона метели с тем, чтобы интенсивность снегопереноса была максимальной, а на участке формирования снежных заносов используется один из способов локального снижения динамической скорости.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТЕЛЕВОГО ПЕРЕНОСА

Метелевый перенос — очень сложный процесс, динамические характеристики которого с трудом поддаются описанию даже в простейших случаях, например в случае с ровной нерасчлененной неограниченной поверхностью. Трудности многократно увеличиваются, если геометрия поверхности осложняется наличием расчлененного рельефа, деревьев, зданий, снегозадерживающих заборов и т. д. Для таких случаев теоретические методы прогнозирования расположения, формы и мощности снежных заносов отсутствуют, что, однако, не вызывает серьезных трудностей в инженерной практике, поскольку наблюдения за предшествующий период обеспечивают достаточно точную и достоверную информацию, необходимую при инженерном проектировании. Тем не менее встречаются и необычные ситуации, для которых отсутствуют соответствующие натурные данные. В этом случае желательно использовать приемлемые методы моделирования с целью прогноза основных характеристик снежных заносов.

Меллор [15] указывает, что уже в течение примерно 40 лет широко признается ценность исследований метелевого переноса в аэродинамической трубе, однако за весь этот период проведено совсем немного подобных исследований. В результате экспериментов по моделированию метели в аэродинамической трубе с использованием опилок и чешуек слюды были предложены усовершенствованные методы защиты автомобильных дорог от снежных заносов [8]. В более позднее время при изучении аккумуляции снега вокруг объектов использовались аэродинамическая труба и лотки с водой [27]. Довольно обширные исследования процесса метелевого переноса проводились в Нью-Йоркском университете [9]. Ранние исследования характеризуются отсутствием четкой постановки критериев моделирования. Неразумно пытаться удовлетворить большому числу критериев подобия, получаемых в процессе простейшего анализа подобия системы. Большую пользу приносит анализ подобия, основывающийся на физическом материале и экспериментальных данных. Отдельные аспекты этой проблемы изложены в работах [10, 11, 16, 17, 23].

В связи с относительной сложностью анализа подобия в этой главе представлены только краткие выводы. Следует выдерживать подобие полей средней и мгновенной скоростей потоков модели и прототипа. Предполагается, что столкновением снежных частиц в процессе сальтации можно пренебречь, поэтому частицы находятся в свободном полете; исключения составляют лишь точки начала и конца траекторий. Корректное моделирование траектории свободного полета требует, чтобы отношения силы аэродинамического сопротивления к весу и силы аэродинамического сопротивления к силе инерции были у частиц модели и прототипа одинаковыми. Эти требования выполняются при соблюдении следующих условий [11]:

$$(U_{th}^*/V)_p = (U_{th}^*/V)_m, \quad (8.7)$$

$$(\omega/V)_p = (\omega/V)_m, \quad (8.8)$$

$$(V^2/Lg)_p = (V^2/Lg)_m, \quad (8.9)$$

где V — скорость ветра; ω — конечная скорость падения частиц в процессе сальтации; L — соответствующие размеры, например размеры здания, снеготранспортируемость которого изучается; p, m — индексы, обозначающие системы прототипа и модели соответственно.

Как указывалось выше, в процессе сальтации формируется поверхность, шероховатость которой пропорциональна $U^{*2}/2g$. В соответствии с результатами экспериментов движение жидкости над шероховатой поверхностью не зависит от кинематической вязкости жидкости ν в том случае, если число Рейнольдса Re (при расчете отношения силы инерции к силе вязкости в качестве характерного линейного размера был принят параметр шероховатости) превышает некоторый предел. Поскольку такой случай характерен для естественных условий, при моделировании $Re = U^{*3}/2g\nu$ должно превышать 30.

Угол естественного откоса частиц материала при моделировании должен быть как можно большим, хотя моделировать эту характеристику снега практически невозможно. Размеры и плотность частиц являются определяющими параметрами лишь в тех случаях, когда они оказывают влияние на U_{th}^* и ω .

В работе [11] освещаются вопросы выбора частиц при моделировании. Подобие полей скорости модели и прототипа требует их геометрического подобия, а также подобия профилей скорости воздушного потока, набегающего на прототип и на модель, т. е. значение U^*/V для обоих профилей должно быть одинаковым. В модели должна быть заложена также корректно смоделированная довольно протяженная область разгона метели с наветренной стороны от изучаемого участка. Это обязательное условие установления равновесного состояния процесса сальтации в мо-

мент подхода потока к изучаемому участку. К сожалению, требование, чтобы значения отношения V^2/Lg в модели и прототипе не различались, обычно плохо согласуется с требованием, чтобы величина $U^{*3}/2g\nu$ превышала 30. Эта проблема рассматривается в работах [11, 12].

Если перечисленные требования удовлетворены, моделируемый процесс метелевого переноса будет развиваться таким же образом, что и в естественных условиях и значения безразмерного параметра интенсивности снеготранспортировки $Gg/\rho V^3$ в соответствующих точках и в соответствующее время будут совпадать. Однако плотности модельных «снежных» частиц обычно существенно отличаются от плотности естественных снежинок, и этот факт следует учитывать при определении времени, необходимого для накопления заданных объемов снега по данным модельных испытаний.

Общие требования подобия включают и правильное моделирование верховой модели без участия снеготранспортировки в приземном слое. Такая задача ставится при исследованиях засасывания снега воздухозаборниками, установленными на высоте от одного до нескольких метров над земной поверхностью. В этом случае величины U_{th}^*/V и $U_{th}^{*3}/2g\nu$ не учитываются. Если размеры выпадающих снежинок очень малы, их движение в сущности совпадает с линиями тока, поэтому в качестве аналогов могут использоваться красители или дым.

Как указывалось выше, отношение силы аэродинамического сопротивления к подъемной силе для снежных частиц велико, поскольку плотность частиц намного превышает плотность воздуха. Однако такое соотношение сил не сохраняется при использовании в качестве среды моделирования воды; следовательно, правомерность применения воды при моделировании снеготранспортировки в приземном слое спорна. Тем не менее модельные испытания в водных потоках были и будут оставаться весьма полезными [10, 27]. Обтекание зданий и других наземных препятствий потоком воды по сути аналогично обтеканию их воздухом. С качественной стороны процесс сальтации также происходит в обеих средах одинаково, однако масштабы некоторых эффектов существенно различаются. Характер снеготранспортировки на основе данных испытаний с водными потоками будет соответствовать действительности только в том случае, если адекватно моделируется профиль скоростей потока, набегающего на объект исследования, а также если этот объект имеет геометрическое подобие с прототипом.¹ Такое моделирование, однако, не обеспечивает получения точных

¹ Исследователи, работающие в области изучения взаимодействия воздушных потоков со зданиями и сооружениями, в общем признают, что неудачное моделирование профиля скорости ветра или структуры турбулентного потока в некоторых случаях может приводить к искажению потоков модели и неверным результатам испытаний [22].

количественных данных о скорости снегоотложения или толщине снежных заносов и характеризуется некоторой приближенностью при определении формы и пространственного положения заносов, хотя качественные оценки обычно оказываются точными. Эти же положения верны и в тех случаях, когда при испытаниях в аэродинамической трубе не соблюдаются условия, накладываемые уравнениями (8.7)—(8.9) и критерием числа Рейнольдса ($U_{in}^3/2gv > 30$). Последствия несоблюдения последнего критерия в настоящее время еще не ясны, и для решения этого вопроса требуется большой объем экспериментальных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кунгурцев А. А. Перенос и отложение снега.— В кн.: Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами.— М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 90—105.
2. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства.— М., Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
3. Bagnold R. A. 1941. The physics of Blown sand and desert dunes. Methuen and Co., London.
4. Bagnold R. A. 1973. The nature of saltation and of bed-load transport in water. Proc. R. Soc. (London), Ser. A, Vol. 332, pp. 473—504.
5. Budd W. F. 1966. The drifting of non-uniform snow particles. Studies in Arctic Meteorol., Am. Geophys. Union, Antarc. Res. Ser. Vol. 9, pp. 59—70.
6. Budd W. F., R. Dingle and U. Radok. 1966. Byrd snowdrift project: outline and basic results. Studies in Antarctic Meteorology, Am. Geophys. Union, Antarc. Res. Ser., Vol. 9, pp. 71—134.
7. Dyunin A. K. 1967. Fundamentals of the mechanics of snow storms. Physics of snow and ice (H. Oura, ed.), Proc. Int. Conf. on Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, Vol. I, Pt. 2, pp. 1065—1073.
8. Finney E. A. 1939. Snowdrift control by highway design. Bull. No. 86, Mich. Eng. Exp. Sta., East Lansing, Mich., pp. 1—58.
9. Gerdel R. W. and G. H. Strom. 1961. Wind tunnel studies with scale model simulated snow. Int. Union Geod. Geophys., Gen. Assem. Helsinki, Snow and Ice, Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. No. 54, pp. 80—98.
10. Isumov N. 1971. An approach to the prediction of snow loads. PH. D. Thesis, Univ. Western Ont, London.
11. Kind R. J. 1976. A critical examination of the requirements for model simulation of wind-induced erosion/deposition phenomena such as snow drifting. Atmos. Environ., Vol. 10, pp. 219—227.
12. Kind R. J. and S. B. Murray. 1980. Saltation flow measurements relating to modelling snowdrifting. Unpubl. Pap., Dept. Mech. Aeronaut. Eng., Carleton Univ., Ottawa, Ont.
13. Kobayashi D. 1973. Studies of snow transport in low-level drifting snow. Rep. No. 231, Inst. Low Temp. Sci., Sapporo, pp. 1—58.
14. Kotlyakov V. M. 1961. Results of study of the ice sheet in Eastern Antarctica. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Helsinki Antarctic Glaciology, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 55, pp. 88—99.
15. Mellor M. 1965. Blowing snow. Mono III-A3c, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
16. Odar F. 1962. Scale factors for simulation of drifting snow. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., Eng. Mech. Div., Vol. 88, pp. 1—16.
17. Odar F. 1965. Simulation of drifting snow. Res. Rep. 174, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.

18. Oura H. 1967. Studies of blowing snow. Physics of Snow and Ice (H. Oura, ed.), Proc. Int. Conf. on Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Vol. I, Pt. 2, pp. 1085—1097.
19. Oura H., T. Ishida, D. Kobayashi, S. Kobayashi and T. Yamada. 1967. Studies on blowing snow, II. Phys. of Snow and Ice (H. Oura, ed.), Proc. Int. Conf. on Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, Vol. I, Pt. 2, pp. 1098—1117.
20. Owen P. R. Saltation of uniform grains in air. J. Fluid Mech., Vol. 20, Pt. 2, pp. 225—242.
21. Owen P. R. 1969. Pneumatic transport. J. Fluid Mech., Vol. 39, Pt. 2, pp. 407—432.
22. Scruton C. Aerodynamics of structures. Proc. Int. Res. Sem. Wind Effects Build. Struct., Ottawa, Vol. I, pp. 115—161.
23. Strom G., G. R. Kelly, E. L. Keitz and R. F. Weiss. 1962. Scale model studies on snow drifting. Res. Rep. 73. US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
24. Tabler R. D. 1971. Design of a watershed snow fence system and first-year accumulation. Proc. 39th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 50—55.
25. Tabler R. D. 1975. Estimating the transport of blowing snow. Snow Management on the Great Plains, Res. Comm., Great Plains Agric. Council and Univ. Nebr. Agric. Exp. Sta., Lincoln, Publ. 73, pp. 85—117.
26. Tani I. and Makita H., 1971. Response of a turbulent flow to a stepwise change in wall roughness. Z. Flugwiss., Vol. 19, pp. 335—339.
27. Theakston F. H. 1962. Snow accumulation about farm structures. Agric. Eng., Vol. 43, pp. 139—141, 161.

Абляция снежного покрова и сток

ВВЕДЕНИЕ

Во многих странах снег представляет собой главный источник воды; талые воды могут оказывать существенное влияние на сельское хозяйство, производство электроэнергии, водоснабжение городов и возникновение наводнений. Абляция снежного покрова, или убыль снеготаяния, регулируется процессами снеготаяния, испарения и конденсации, вертикальными и горизонтальными перемещениями воды внутри снежного покрова, а также инфильтрацией воды в почву. В свою очередь общее количество воды и талый сток регулируются теми же самыми процессами, что и гидравлика потока в руслах. В последние годы стало очевидным, что для улучшения методики прогнозирования времени таяния, количества и скорости высвобождаемой воды, объема воды, поступающей в почву, и суммарного испарения, необходимо прежде всего изучение физики абляционных процессов.

Попытка регулярного прогноза стока от таяния снега в Северной Америке впервые была предпринята на озере Тахо в штате Невада в 1909 г. Инженеры местной электрической компании исследовали связь изменений весенних уровней в озере со снеготаянием на Маунт-Роуз (по результатам снеготаяния, выполненным Чёрчем). Полученная зависимость позволила компании зарегулировать попуски из озера и предотвратить весенние паводки, а также более эффективно использовать талые воды для получения электроэнергии. По сравнению с этими самыми первыми работами уровень исследований процесса абляции снега значительно повысился. Большинство исследований посвящено прогнозу паводков и максимальных расходов, что необходимо для проектирования работы гидротехнических сооружений, контроля паводков и стока талых вод для оптимизации их использования при производстве электроэнергии, ирригации, а также в рекреационных целях. В последние годы основной упор делается на исследования, посвященные влиянию снега на сельское хозяйство (земледелие) и на окружающую среду. Вопрос о влиянии деятельности человека (например, сведение лесов, развитие городских территорий и т. п.) на режим снеготаяния привлекает все больший интерес.

Наиболее полным и всесторонним исследованием, посвященным проблемам снеготаяния, является «Снежная гидрология», подготовленная Северотихоокеанским подразделением Инженер-

ного корпуса Армии США в 1956 г. [117]. Несмотря на то что исследования, обобщенные в этой работе, проводились в горных районах США, ее положения послужили основой для многих последующих исследований, предпринятых в различных частях Северной Америки. В частности, описанные в этой монографии методы и полученные результаты представляют собой основу многих моделей стока талых вод, применяемых для прогнозирования стока. Основной советской публикацией по снеготаянию является работа П. П. Кузьмина [3], посвященная прежде всего условиям степной зоны СССР. Эта работа содержит исчерпывающие сведения о физических процессах, влияющих на снеготаяние, и превосходное обобщение эмпирических методов оценки скорости таяния, которые могут использоваться как при прогнозировании стока, так и при других водохозяйственных расчетах.

ФИЗИКА СНЕГОТАЯНИЯ

Общие соображения

Сезонный снежный покров обычно устанавливается после нескольких зимних снегопадов и преобразуется под действием гололеда, дневного таяния и повторного замерзания поверхности. В результате и мощный снежный покров горных районов, и тонкий покров регионов с низменным рельефом характеризуется слоистой структурой [49, 73] — наличием «ледяных» или тонкотекстурных, очень плотных слоев, чередующихся с менее плотными проницаемыми груботекстурными слоями. В начале процесса таяния в толще снега образуются вертикальные дренажные каналы, что способствует развитию его неоднородности. Внутренняя структура снега значительно влияет на удержание и движение талых вод внутри снежного покрова, чрезвычайно затрудняя детальный анализ переходных процессов. Однако в течение большей части периода таяния общее количество талой воды регулируется процессами энергообмена, происходящими на верхней и нижней поверхностях снежного покрова.

При температуре около 0°C снежный покров начинает таять; отдельные снежные кристаллы покрываются тонкой водяной пленкой, а между отдельными зернами могут обнаруживаться небольшие «карманы», заполненные водой, масса которой обычно составляет от 3 до 5 % массы снега. По данным других исследователей, например М. де-Кервена [30], доля воды составляет 25 %. Некоторый дополнительный приход энергии способствует появлению талых вод, которые затем просачиваются в почву. При самой высокой скорости таяния до 20 % массы снежного покрова может

представлять собой жидкую воду, которая просачивается через снежный покров под действием силы тяжести.

Количество энергии, необходимой для таяния снега, определяется из уравнения энергии. Это уравнение применимо к снежному покрову, верхняя и нижняя границы которого являются соответственно поверхностями раздела снег—воздух и снег—грунт, и может быть записано в следующей форме:

$$Q_m = Q_{sn} + Q_{ln} + Q_h + Q_e + Q_g + Q_p - dU/dt, \quad (9.1)$$

где Q_m — поток тепла, затрачиваемого на таяние; Q_{sn} — баланс коротковолновой радиации; Q_{ln} — баланс длинноволновой радиации; Q_h — турбулентный поток тепла из воздуха к поверхности раздела снег—воздух; Q_e — поток тепла фазовых переходов (испарение, сублимация, конденсация) на поверхность раздела снег—воздух; Q_g — поток тепла с поверхности раздела грунт—снег, обусловленный теплопроводностью; Q_p — тепло, приносимое дождем; dU/dt — скорость изменений внутренней (или накопленной) энергии на единицу площади снежного покрова.

Баланс длинноволновой радиации и процессы турбулентного переноса тепла относятся к поверхности раздела снег—воздух; наибольший обмен коротковолновой радиацией также происходит на поверхности, хотя в снежный покров и проникает некоторое ее количество. Тепловой поток из грунта обычно невелик и может вызвать лишь незначительное таяние близ поверхности раздела грунт—снег. Вода начинает вытекать из этого слоя, когда снег прогревается до 0 °С. Дождевая вода может проникать в снежный покров на значительную глубину, перенося с собой тепло, которое при этом распределяется по снежному покрову более равномерно, чем тепло, получаемое от других источников. Однако талые воды образуются главным образом на поверхности раздела снег—воздух.

Объем таяния за сутки может быть подсчитан по известному значению Q_m (кДж/(м²·сут)) (см. уравнение 9.1) при помощи следующего выражения:

$$M = Q_m / (\rho h_f B), \quad (9.2)$$

где M — водный эквивалент тающего снега (см), h_f — удельная теплота плавления, ρ — плотность воды (кг/м³), B — масса льда, приходящаяся на единицу массы влажного снега.

Для нормальных условий таяния $h_f = 333,5$ кДж/кг и $\rho = 1000$ кг/м³. Тогда уравнение (9.2) приобретает вид

$$M = Q_m / (333,5 B). \quad (9.3)$$

Как указывалось выше, тающий снежный покров будет задерживать от 3 до 15 % воды (по массе), тогда как при свободном дренаже параметр B составляет от 0,95 до 0,97.

В табл. 9.1 приведены значения компонентов теплового баланса в период снеготаяния в ясные дни для площадки, на которой отсутствует растительность. Из таблицы видно, насколько велика изменчивость каждого компонента. При наличии облачности эти

Таблица 9.1

Значения компонентов теплового баланса (кДж/(м²·сут)) в период снеготаяния при отсутствии растительности на оз. Бэд, Саскачеван

Дата	Q_{sn}	Q_{ln}	Q_n	Q_h	Q_e	Q_g
11 IV 1975	8 090	—6320	1770	186	—855	—45
12 IV 1975	9 620	—8480	1140	782	26	—22
14 IV 1975	12 290	—9430	2860	13	—395	—4
17 III 1976	4 630	—4500	130	1830	—555	64
27 III 1976	7 200	—7720	—520	1517	—208	—237
28 III 1976	7 790	—7120	670	70	—201	—111
29 III 1976	9 070	—7660	1410	532	—60	—180
30 III 1976	9 290	—6040	3250	827	140	—270

Примечание. $Q_n = Q_{sn} + Q_{ln}$.

колебания могли бы быть еще больше. Относительные изменения потоков могут быть обусловлены изменением ветра, относительной влажности, температуры воздуха и времени года — все эти факторы детально рассматриваются ниже. В таблице показаны также преобладающие значения радиационного баланса Q_n во время снеготаяния на открытых пространствах.

Коротковолновая (солнечная) радиация

Приходящая радиация

Радиация, которая оказывает влияние на таяние снежного покрова, излучается средой в волновом диапазоне от 0,2 до 100 мкм. Этот диапазон подразделяется на коротковолновую радиацию (излучаемую солнцем) с длиной волны от 0,2 до 2,2 мкм и длинноволновую (излучаемую атмосферой и поверхностью Земли) с длиной волны от 6,8 до 100 мкм.

Коротковолновое излучение приходится на очень узкий диапазон длин волн, с максимумом на 0,47 мкм. Поток солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы, перпендикулярную солнечным лучам, при среднем расстоянии от Солнца до Земли ($145 \cdot 10^6$ км), называется солнечной постоянной и составляет 1,365 кВт/м². В течение года эта величина меняется при-

мерно на 7 % вследствие изменения расстояния от Земли до Солнца. Количество солнечной радиации, проникающей сквозь атмосферу и достигающей земной поверхности, изменяется в широких пределах в зависимости от широты, времени года и суток, экспозиции склона, растительности, облачного покрова, а также прозрачности атмосферы. Когда радиация проходит сквозь атмосферу, она отражается облаками, рассеивается молекулами воздуха, пылевыми и другими частицами, а также поглощается озоном, водяными парами, двуокисью углерода и соединениями азота. Поглощаемая энергия повышает температуру воздуха и увеличивает количество длинноволновой радиации, приходящей к земной поверхности и излучаемой во внешнее пространство.

Коротковолновая радиация, достигая поверхности Земли, имеет две составляющие: прямую радиацию, приходящую непосредственно от Солнца, и радиацию, рассеянную атмосферой; последняя приносит большую часть солнечного тепла. Суточное количество прямой радиации есть сложная функция многих факторов. Гарнье и Омура [47] предложили метод анализа взаимодействия этих факторов. Они выразили прямую суточную радиацию I_d , падающую на склон, в следующем виде:

$$I_d = (I_0/r^2) \int p^m \cos(X \wedge S) dH, \quad (9.4)$$

где I_0 — солнечная постоянная; r — радиус-вектор земной орбиты (расстояние от центра Солнца, выраженное в длинах большой полуоси земной орбиты); p — средняя прозрачность атмосферы по линии зенита (этот параметр определяет часть прямой солнечной радиации, которая достигает земной поверхности); m — оптическая плотность атмосферы (отношение расстояния, которое проходит солнечный луч через атмосферу, к толщине атмосферы по линии зенита), $\cos(X \wedge S)$ — косинус угла падения солнечных лучей на склоне (X — нормаль к поверхности, S — параметр, включающий азимут и высоту солнца); H — часовой угол, измеряемый от полуденного положения солнца. Значения I_0 , r , m приведены Листом [79].

На рис. 9.1 приведены рассчитанные с помощью уравнения (9.4) годовые колебания суточных значений солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность на разных широтах; величина p принята за 1,0 при допущении, что вся энергия достигает поверхности. Влияние прозрачности иллюстрирует рис. 9.2. Переменчивые значения, приведенные на рис. 9.1 и 9.2, можно подсчитать суточное количество радиации, получаемой горизонтальной поверхностью при любой прозрачности атмосферы. Например, на 50° с. ш. при $p=0,7$ радиация составляет $7,29 \text{ МДж/м}^2$ 1 марта и $13,9 \text{ МДж/м}^2$ 1 апреля, т. е. за месяц значение вырастает почти вдвое. Поток солнечной радиации, падающей на земную поверхность, существенно зависит от времени года. Соответственно и

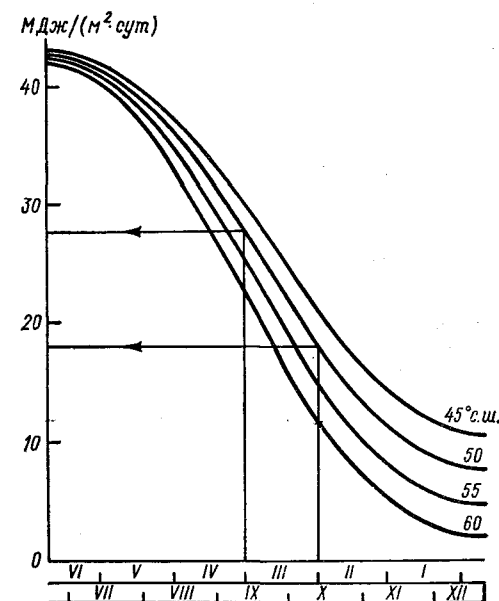


Рис. 9.1. Изменение количества прямой солнечной радиации (МДж/(м²·сут)), поступающей за сутки на горизонтальную поверхность при $p=1$, в течение года.

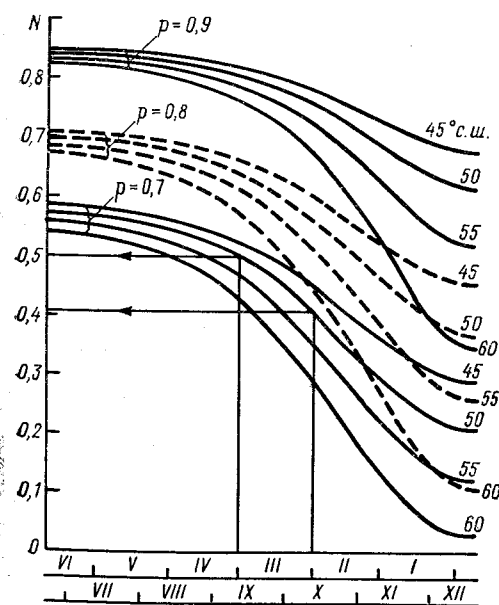


Рис. 9.2. Изменение в течение года отношения N количества солнечной радиации, поступающей за сутки на горизонтальную поверхность по данным наблюдений, к количеству радиации при $p=1,0$.

скорость таяния снега, определяемая приходом этой энергии, зависит от времени года — факт, хорошо известный гидрологам, занимающимся прогнозами паводков. Как правило, чем дольше задерживается таяние весной, тем больше опасность паводка. Это обусловлено последующим быстрым ростом как количества солнечной радиации, так и вероятности выпадения дождей.

Максимум прозрачности p отмечается зимой, минимум — летом, так как летом атмосфера содержит больше водяного пара. Значение p зависит от широты, увеличиваясь к северу. К. Я. Кондратьев [70] указывает, что среднее годовое значение коэффициента прозрачности в Павловске за период 1906—1936 гг. составило $0,745 \pm 0,05$. Согласно работе [123], средние месячные значения коэффициента прозрачности в средних широтах колеблются от 0,92 до 0,50 (данные по четырем пунктам: Бенсон, Англия; Париж, Франция; Такубайя, Мексика; Павловск, СССР). Для периода снеготаяния в пределах Европейской территории СССР П. П. Кузьмин [3] рекомендует пользоваться значением $0,80 \pm 0,05$.

Хорошо известно, что снег быстрее тает на склонах, обращенных к югу, что подтверждает влияние ориентации склона на количество получаемой им прямой солнечной радиации. Влияние наклона и ориентации склона показано на рис. 9.3. Кривые располагаются симметрично относительно линии север—юг; как и следовало ожидать, влияние ориентации уменьшается по мере приближения к летнему солнцестоянию. Даже на склоне с углом наклона 10° влияние ориентации может быть значительным; например, на 50° с. ш. 1 апреля обращенный к югу склон получает примерно на 40 % радиации больше, чем склон северной ориентации (см. рис. 9.3 а). Кривые на рис. 9.3 построены при допущении, что $p = 1,0$; представленные значения медленно уменьшаются с уменьшением p ; при $p = 0,7$ они на 5 % меньше.

В последние годы разработаны модели переноса солнечной радиации, которые довольно близко аппроксимируют физические процессы, протекающие в атмосфере [35, 109]. В этих моделях определены отдельные передаточные функции, учитывающие ослабление радиации вследствие поглощения озоном, водяным паром, кислородом, двуокисью углерода, метаном и окисью азота, а также другими рассеивающими частицами (рэлеевское рассеяние) и аэрозолями. Каждая функция зависит от длины волны и коэффициента ослабления для каждой атмосферной составляющей.

В горах большое влияние на количество прямой солнечной радиации оказывает затененность. Методы изучения влияния этого фактора разработаны Уильямсом и Дозье [35, 123]. На исследуемый участок наносится равномерная сетка. Определяя высоту в каждой точке сетки и прослеживая линию вдоль азимута солнца для точек, закрывающих солнце, можно определить любой часовой угол, т. е. время восхода и захода солнца.

Полог леса еще более усложняет подсчет радиационного баланса у поверхности Земли. Лесной покров представляет собой гетерогенную анизотропную среду, которая поглощает, рассеивает и отражает прямую солнечную радиацию и излучает длинноволновую. Количество прямой радиации, получаемой снегом, уменьшается вследствие затенения лесным пологом. Чтобы подсчитать количество поступающей прямой радиации, I_d обычно умножают на величину $(1-V)$, где V — функция затенения, зависящая от высоты солнца над горизонтом. Функция V осредняет приход радиации на затененную поверхность и на поверхность, облучаемую солнцем. Дозье [35] дает полную модель всей приходящей солнечной радиации; эта модель включает в себя и влияние затенения.

Рассеянная солнечная радиация, достигающая поверхности Земли, с трудом поддается математическому подсчету и часто не принимается во внимание при оценках радиационного баланса. Однако эта составляющая может быть довольно велика: в ясные солнечные дни она может составлять 10 % всего коротковолнового излучения, при несплошной облачности — более 50 %, а в пасмурные дни достигать 100 %.

При ясном небе количество рассеянной радиации зависит от высоты солнца над горизонтом, прозрачности атмосферы и количества радиации, отражаемой подстилающей поверхностью. П. П. Кузьмин [3] приводит данные, свидетельствующие о том, что увеличение рассеянной радиации над поверхностью, покрытой снегом, относительно свободной от снега поверхности колеблется от 65 % (высота солнца около 0°) до 12 % (высота солнца от 36 до 55°). Для подсчета рассеянной радиации в условиях облачности разработаны различные методы [2, 3, 79], однако для получения точных данных о компонентах теплового баланса для заснеженной территории обычно пользуются прямыми измерениями.

Простейшее уравнение для подсчета рассеянной радиации (D_0) на горизонтальную поверхность в условиях облачности предложено Листом [79] и имеет вид

$$D_0 = 0,5 [(1 - a_w - a_o) I_t - I_d], \quad (9.5)$$

где a_w — радиация, поглощенная водяным паром (принимается равной 7 %); a_o — радиация, поглощаемая озоном (принимается равной 2 %); I_t — излучение на горизонтальную поверхность в атмосфере:

$$I_t = (I_0/r^2) \int \cos z_s dH.$$

Здесь r — радиус-вектор Земли (см. формулу (9.4)), z_s — расстояние до Солнца в зените (Листом [79] составлена таблица значений I_t), I_d — прямая радиация, поступающая на горизонтальную поверхность на Земле.

Коэффициент 0,5, введенный в (9.5), выражает допущение, что половина прямой солнечной радиации рассеивается по направле-

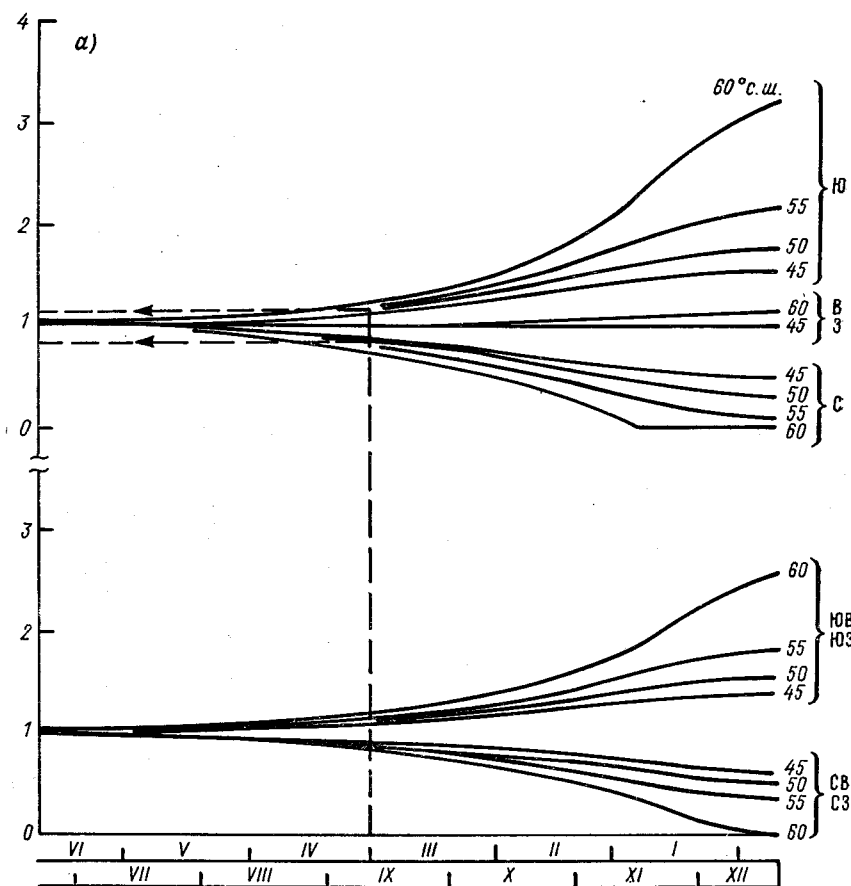
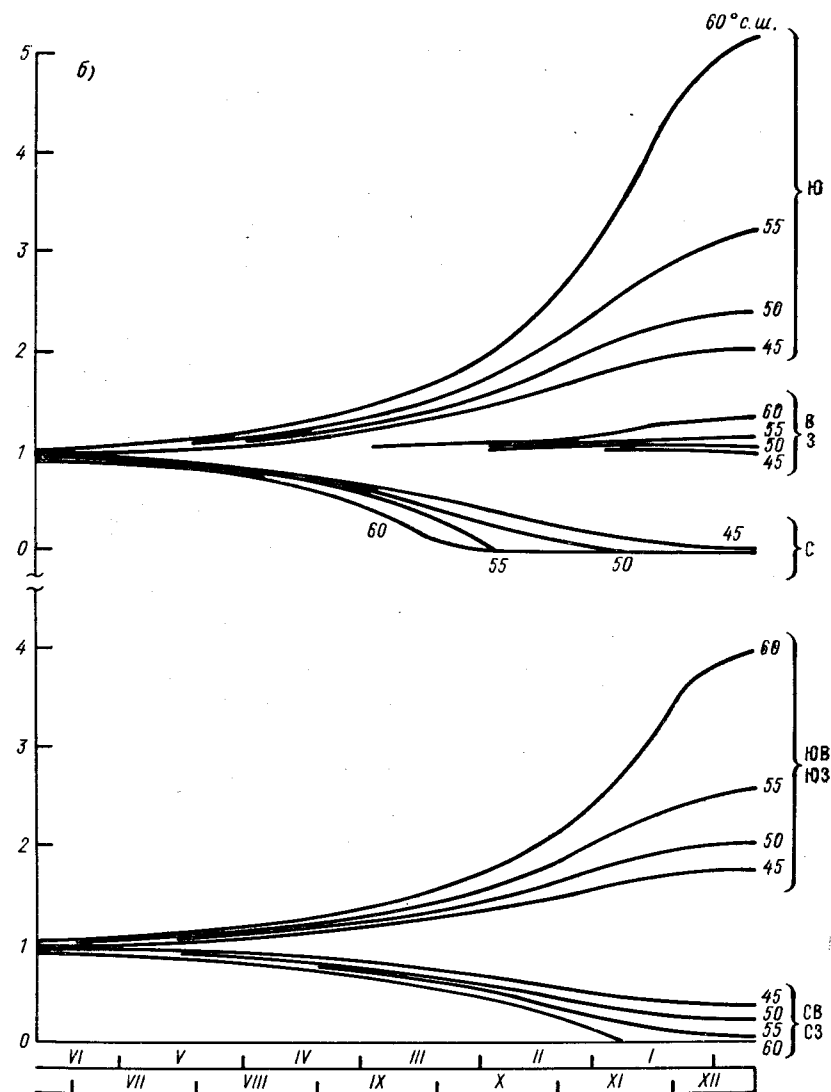


Рис. 9.3. Отношение количества прямой солнечной радиации, поступающей за сутки на поверхность склона, к количеству радиации, поступающей на горизонтальную поверхность.

Буквами указана экспозиция склона: а — наклон поверхности склона 10° , б — 20° , в — 30° , г — 50° , д — 70° , е — 90° .

нию к поверхности, а половина — в противоположном направлении. Другие эмпирические методы расчета описаны Лью и Джорданом, а также Стэнхиллом [80, 107]. Для того чтобы применить эти методы, требуются оценки или измерения суммарной коротковолновой радиации (прямой и рассеянной), попадающей на горизонтальную поверхность. Были также разработаны модели, учитывающие процессы рассеяния в атмосфере. Дозье [35] представил

расчетную схему, в которой количество радиации, первоначально рассеянной из общего потока, определяется коэффициентами, за-



висающими от длины волны, поглощения аэрозолями в результате рэлеевского рассеяния, а также озоном и водяными парами. Этот тип моделей сложен, требует оценок распределения озона и водяного пара по высоте, а также изменения давления воздуха с высотой.

Важным источником рассеянной радиации служит та часть поступающей радиации, отражаемой поверхностью снега, которая

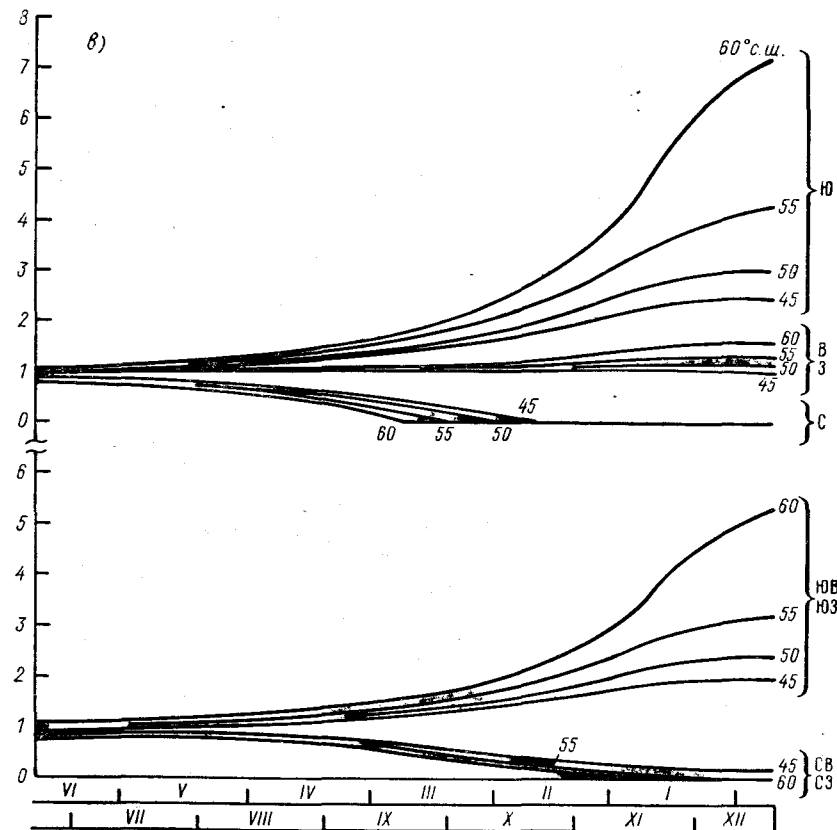


Рис. 9.3. Отношение количества прямой солнечной радиации, поступающей за сутки на поверхность склона, к количеству радиации, поступающей на горизонтальную поверхность.

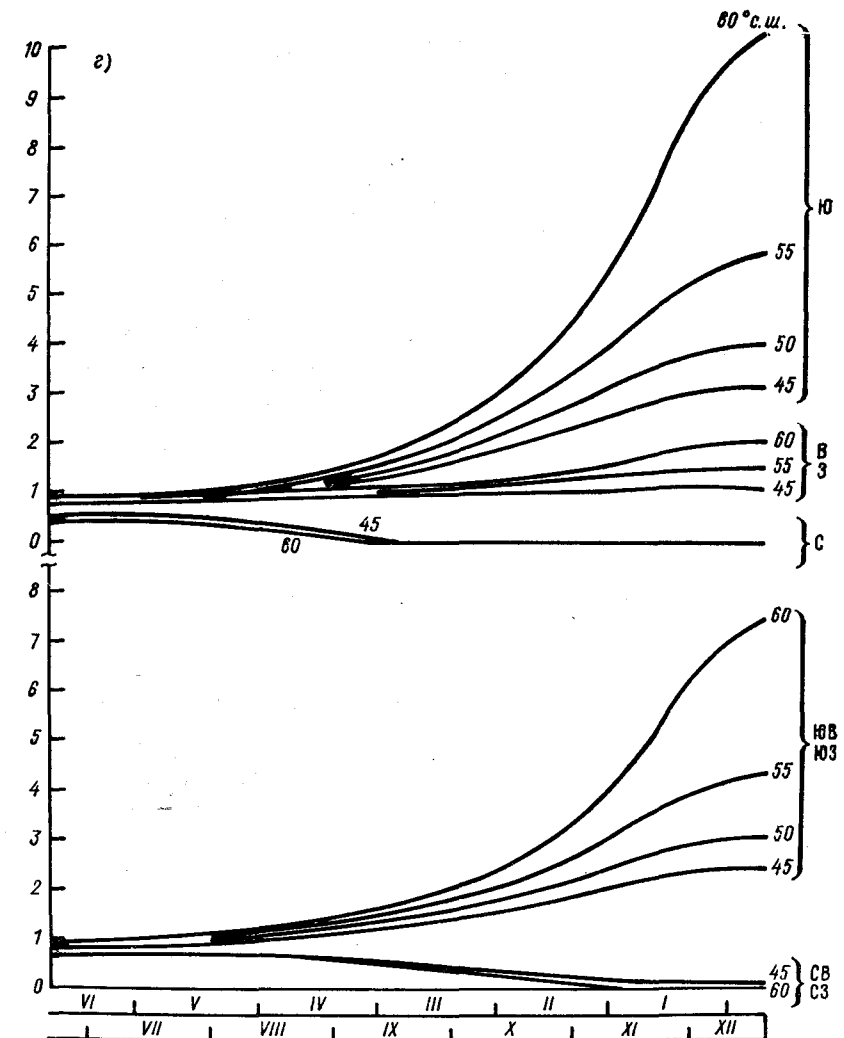
Буквами указана экспозиция склона; а — наклон поверхности склона 10°, б — 20°, в — 30°, г — 50°, д — 70°, е — 90°.

снова рассеивается и отражается вниз атмосферой. Разработано несколько моделей повторного рассеяния [35, 61]. Главный параметр в расчетных моделях — альbedo снежной поверхности.

Рассеянная составляющая для наклонной поверхности может быть рассчитана при помощи уравнения, предложенного К. Я. Кондратьевым [70], допускающего изотропность поля рассеянной радиации. Уравнение имеет вид

$$D = D_0 \cos^2 (\theta/2), \quad (9.6)$$

где θ — угол наклона склона. В горных районах открытость склона лимитируется окружающим рельефом. Способы расчета направ-



ленной вниз рассеянной радиации приводятся в работах [35, 95].

Следующий источник рассеянной радиации в горных районах — это прямая и рассеянная радиация, отраженная соседними склонами. Зеркальное отражение от снега наблюдается крайне редко, так что предполагается, что отражаемая радиация должна быть изотропной. Дозье [35] в своей модели рассматривает этот эффект как частный случай отражения коротковолновой радиации снегом.

В большинстве случаев расчет рассеянной радиации проводится при допущении изотропности приходящего потока. Однако Кондратьев [70] показал, что при ясном небе рассеянная радиация существенно анизотропна; ее плотность наиболее велика вокруг

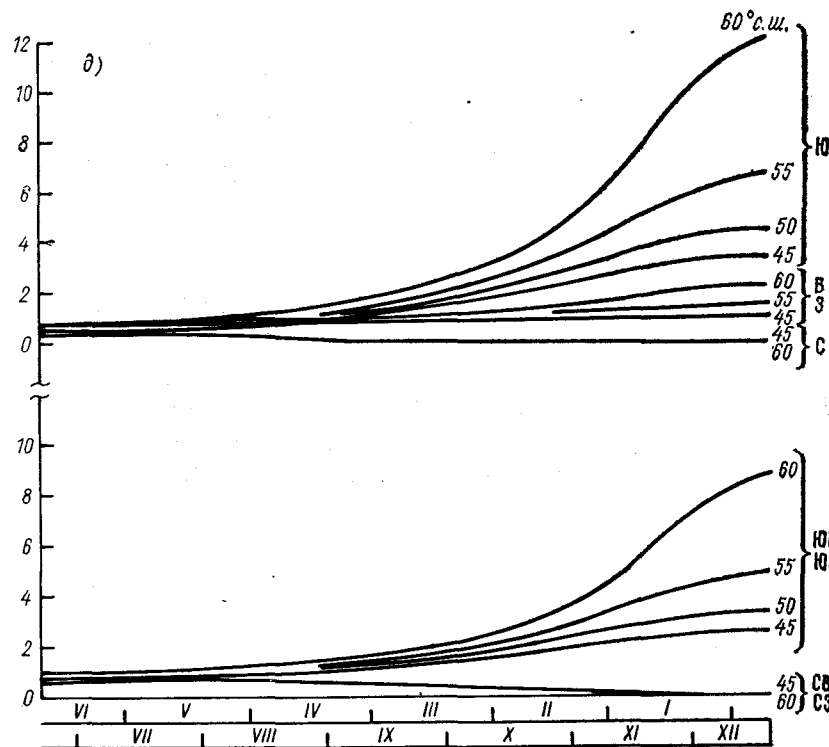


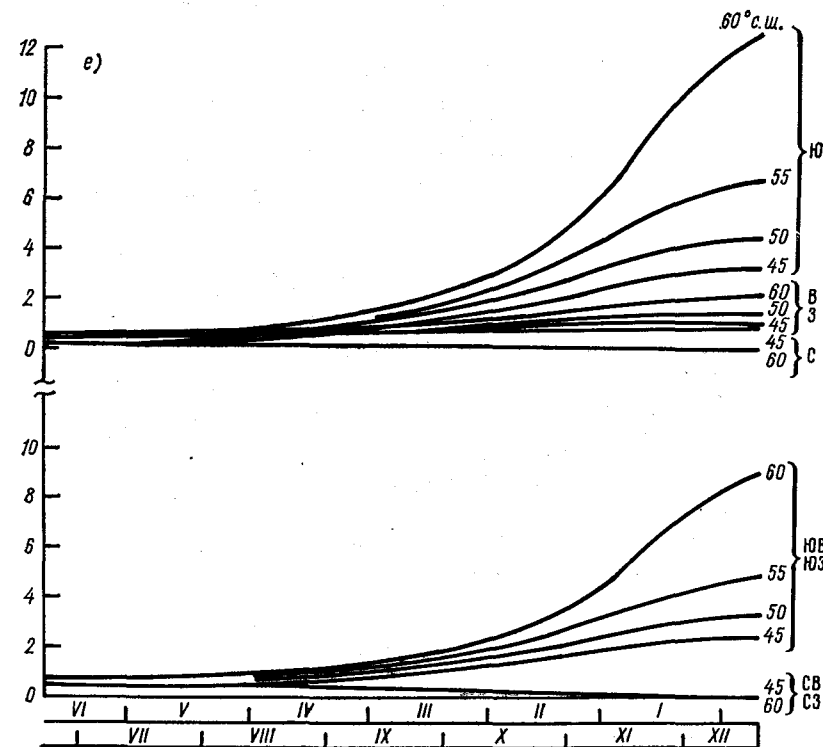
Рис. 9.3. Отношение количества прямой солнечной радиации, поступающей за сутки на поверхность склона, к количеству радиации, поступающей на горизонтальную поверхность.

Буквами указана экспозиция склона: а — наклон поверхности склона 10°, б — 20°, в — 30°, г — 50°, д — 70°, е — 90°.

солнца и близ горизонта, где оптическая толщина атмосферы максимальна. Угловое распределение рассеянной радиации изучено Стивенсом, а также Темпсом и Каулсоном [108, 114]. Поправочный коэффициент, выведенный Темпсом и Каулсоном, применен в расчетной схеме Дозье [35].

При наличии облачности поток рассеянной радиации зависит от высоты солнца над горизонтом, количества падающей радиации, отраженной подстилающей поверхностью, а также количества и формы облаков. Облачность приводит к уменьшению прямой сол-

нечной радиации и увеличению количества рассеянной; облака также уменьшают суммарный радиационный поток, падающий на поверхность, а также потери энергии, отражаемой в пространстве. При облачности значительная часть энергии, отражаемой поверх-



ностью, рассеивается молекулами воздуха или отражается основанием облака вниз к земной поверхности. Воздействие этого процесса над покрытой снегом поверхностью выражается сильнее, чем над поверхностью, свободной от снега. Кондратьев [2] показывает, что при постоянной высоте Солнца над горизонтом поток рассеянной радиации над снежным покровом примерно на 50 % больше, чем над обнаженным грунтом.

Для оценки коротковолновой радиации при наличии облачности используются различные модели [110]; разработка моделей требует наблюдений за формой облаков, числом облачных ярусов, а также за тем, какая часть неба покрыта облаками каждого яруса. К сожалению, эти данные не всегда можно получить. Для исследований снеготаяния, которые подтверждают результаты детального изучения пространственных изменений потока коротко-

волновой радиации, предлагается подход, разработанный Гарнье и Омурой [47]. Они использовали результаты точечных наблюдений прямой и рассеянной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность (уравнения (9.4) и (9.6)) и составили карты пространственного распределения радиационных потоков.

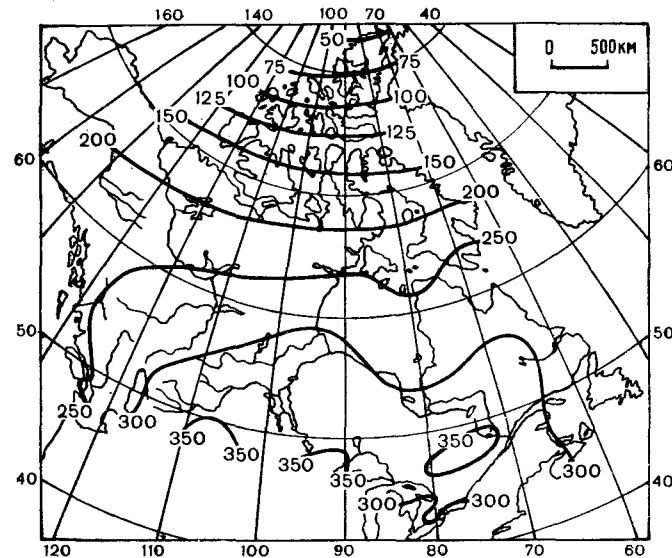


Рис. 9.4. Средняя суммарная суточная солнечная радиация в единицах лэнгли [115].

1 лэнгли = 41,868 кДж/м².

Средние значения суточной суммарной солнечной радиации (прямой и рассеянной), полученные в результате измерений, опубликованы; например, на рис. 9.4 показано распределение суточной солнечной радиации на территории Канады в марте [115]. В целом радиация уменьшается с увеличением широты, а в северных районах изолинии располагаются вдоль параллелей.

Альbedo

Значительная часть коротковолновой радиации, поступающей на снежную поверхность, отражается. Отношение отраженной радиации Q_r к падающей радиации Q_{st} — это альbedo A :

$$A = Q_r / Q_{st}, \quad (9.7)$$

Альbedo выражается в десятых долях или процентах. Таким образом, коротковолновая радиация, поглощаемая поверхностью снега Q_{sn} , может быть определена по формуле

$$Q_{sn} = (1 - A) Q_{st}. \quad (9.8)$$

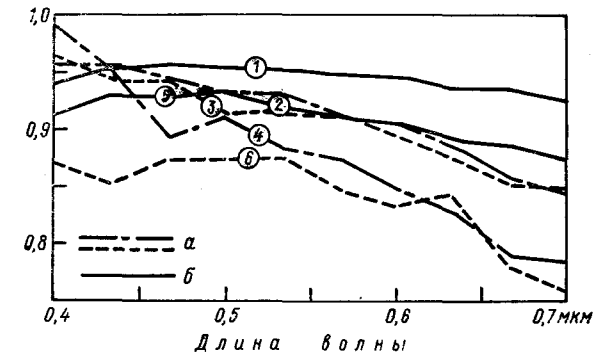
Альbedo можно представить как отношение интегральных монохроматических потоков отраженной и падающей коротковолновой радиации:

$$A = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} r(\lambda) I(\lambda) d\lambda / \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I(\lambda) d\lambda, \quad (9.9)$$

где $r(\lambda)$ — отражательная способность при длине волны λ , $I(\lambda)$ — монохроматические потоки радиации. Пределы интегрирования

Рис. 9.5. Спектральная отражательная способность снега в случае прямой (а) и рассеянной (б) радиации [91].

1 — сухой свежавыпавший снег, 280 кг/м³, 0 °C; 2 — свежавыпавший снег толщиной 1–2 см (100 кг/м³) на более старом снегу (400 кг/м³), 0 °C; 3 — метаморфизованный снег, 430 кг/м³, 0 °C; 4 — слабо метаморфизованный свежий снег, 200 кг/м³, 0 °C; 5 — сырой снег двухдневной давности, 400 кг/м³, в талом состоянии; 6 — то же, что и 5, но после 4 ч таяния.



λ_1 и λ_2 определяются характеристиками измерительного инструмента и в общем составляют 0,3–3,0 мкм.

Часть падающей коротковолновой радиации проникает через поверхность в нижележащие слои снега. Бёрен и Баркстрём [13] детально исследовали процесс затухания и показали, что рассеяние радиации под поверхностью обусловлено главным образом наличием граней зерен в толще снега, что оказывает определенное влияние на альbedo. Меллор [91] предположил, что от 20 до 60 % радиации, отраженной от снега с плотностью 370–620 кг/м³, может быть отнесено на счет этого рассеяния. Гиддингс и Лашапел [52] показали, что отражательная способность снега при длине волны 0,6 мкм не зависит от глубины, если последняя превышает 10–20 мм.

Спектральная отражательная способность $r(\lambda)$ снега была измерена многими исследователями, однако Меллор [92] показал, что в полученных данных имеются существенные различия. В общем, отражательная способность свежавыпавшего рыхлого снега во всем спектре коротких волн высока (рис. 9.5), однако она уменьшается при таянии снежного покрова. Повторное замерзание талых вод практически не вызывает изменений отражательной способности снежного покрова; Кондратьев [70] сделал вывод о том, что она уменьшается с увеличением высоты солнца и длины волны. Данные, приведенные Меллором [91], подтверждают этот

вывод. Рассеяние может быть отнесено в основном на счет различий в размерах зерен, угловатости и связности различных частиц.

Альbedo определяет количество лучистой энергии, поглощаемой снежным покровом, поэтому этот параметр имеет большое значение для определения скорости таяния. Известно, что альbedo зависит от размера зерен, вида падающей радиации (прямой или рассеянной), высоты солнца и шероховатости поверхности. Бёрен и Баркстрём [13] подсчитали, что альbedo должно изменяться обратно пропорционально корню квадратному из размера зерна. Влияние высоты солнца на альbedo обусловлено изменением потока прямой радиации и ее спектрального состава. Последний представляет собой важный фактор, вызывающий суточные изменения альbedo снежной поверхности. В табл. 9.2 приведены некоторые типичные значения альbedo для различных типов снежного покрова.

Таблица 9.2
Альbedo снега [2, 3]

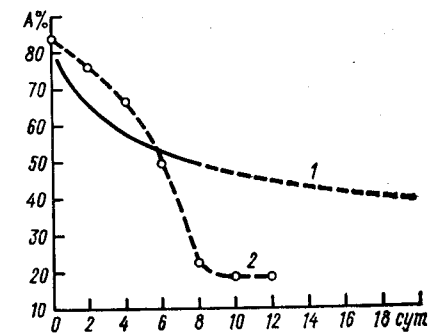
Снежная поверхность	Высота солнца, град	Альbedo, %
Плотная сухая чистая	30,3	86
	29,7	88
	25,1	95
Чистая сырая тонкозернистая	33,3	64
	34,5	63
	35,3	63
Сырая чистая зернистая	33,7	61
	32,0	62
Пористая очень сырая сероватая	35,3	47
	36,3	46
	37,3	45
Очень пористая серая насыщенная	32,8	43
Очень пористая грязная пересыщенная водой, виден морской лед	31,7	43
Очень пористая грязная пересыщенная водой, виден морской лед	37,3	29

Альbedo снежного покрова в период снеготаяния меняется со временем (рис. 9.6). Предполагается, что одна из приведенных на рисунке кривых [117] показывает типичные изменения альbedo мощного снежного покрова в горах. Процессы метаморфизма, воздействующие на снежные кристаллы, вызывают изменения снега, что влияет на характеристики рассеяния радиации снежным покровом. Кривая альbedo тонкого (<25 см) снежного покрова [96] характерна для изменений альbedo со временем, которые испытывают в процессе таяния снежный покров прерий. Как видно на рис. 9.6, в период таяния скорость изменения альbedo тонкого снежного покрова возрастает. Это объясняется возрастающим влиянием более низкого альbedo, характерного для подстилающей

поверхности или прогалин, на отражение радиации и процессы ее поглощения в период абляции снежного покрова (см. также рис. 5.1).

Рис. 9.6. Изменение альbedo тающего снежного покрова в зависимости от его возраста [96].

1 — мощный снежный покров горных районов, 2 — маломощный снежный покров прерий (<25 см).



Проникновение солнечной радиации в снег

Поступающая к поверхности снежного покрова радиация поглощается им до некоторой глубины. Проникновение радиации мало влияет на процессы таяния мощного снежного покрова, так как энергия, достигающая грунта, ничтожна и количество талой воды не зависит от глубины поглощения радиации. Однако в случае тонкого снежного покрова проникновение солнечной энергии в подстилающий грунт может оказывать влияние как на процесс таяния, так и на процесс инфильтрации; некоторая часть энергии, поглощаемая грунтом, может возвращаться в снежный покров вследствие теплопроводности или длинноволнового излучения, обеспечивая дополнительный приток энергии, расходуемой на таяние снега, либо на оттаивание поверхности почвы, что увеличивает скорость инфильтрации.

В работах [36, 52, 116] было показано, что затухание радиации в однородном снежном покрове может быть аппроксимировано следующим выражением:

$$I_z = I_0 \exp(-bz), \quad (9.10)$$

где I_z — интенсивность радиации (кВт/м^2) на глубине z (см., I_0 — интенсивность радиации на поверхности снега (кВт/м^2), b — коэффициент экстинкции (см^{-1}).

Величина коэффициента экстинкции b зависит от длины волны, размера частиц и плотности снега, однако их раздельное влияние пока еще выяснено недостаточно. Кроме того, Манц [84] показал, что процесс проникновения радиации чрезвычайно чувствителен к наличию постороннего материала в снегу (пыль, органический материал и т. п.); нередко примеси в снегу становятся основным

фактором, воздействующим на альбедо и проникновение радиации в толщу. На рис. 9.7 [84] приведена зависимость коэффициента экстинкции от длины волны для образцов влажного и сухого снега, содержащего разное количество постороннего материала. Из рисунка видно, что значение коэффициента экстинкции возрастает

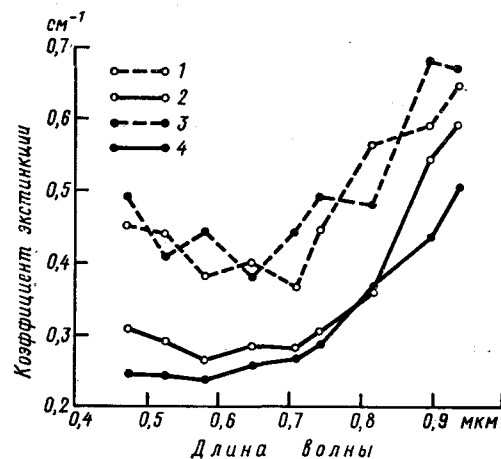


Рис. 9.7. Изменчивость коэффициента экстинкции проникающей радиации в зависимости от длины волны в образцах влажного и сухого снега по результатам четырех опытов [84].

Кривая	1	2	3	4
Влажность снега	влажный	сухой	влажный	влажный
Плотность, кг/м³	284	338	284	180
Примеси, мг/л	51	29,8	50,5	15,5
Размер частиц, см	0,302	0,475	0,259	0,167

прямо пропорционально содержанию посторонних частиц независимо от влажности снега. Важно отметить, что наличие воды в снеге слабо влияет на его оптические свойства и не вызывает значительных изменений в структуре снежного покрова.

Длинноволновая радиация

Баланс длинноволновой радиации на снежной поверхности Q_{ln} складывается из направленного вниз потока радиации Q_{li} и направленного вверх потока, излучаемого поверхностью снега, Q_{le} . Над снегом Q_{le} обычно больше, чем Q_{li} , так что Q_{ln} отражает потери тепла снежным покровом.

Направленный вниз поток радиации излучается озоном, двуокисью углерода и водяным паром. Гейгер [48] показал, что при отсутствии облачности самая большая часть излучения, достигающая земной поверхности, идет из нижнего 100-метрового слоя атмосферы. Озон излучает примерно 2 % общего количества, двуокись углерода — 17 %, а водяной пар — 81 %. Колебания Q_{li}

вызваны главным образом изменениями количества водяного пара и его температуры. Во многих работах исследовалась связь между Q_{li} , температурой воздуха и давлением водяного пара на высоте 1,5–2 м. Наиболее широко используемая зависимость была впервые предложена Брантом [15]:

$$Q_{li} = \sigma T_a^4 (a + b \sqrt{e}), \quad (9.11)$$

где σ — постоянная Стефана—Больцмана ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-11}$ кВт/(м² × К⁴)), T_a — температура воздуха (К), e — давление водяного пара (Па), измеренные на высоте 1,5–2,0 м, a и b — эмпирические коэффициенты.

Основываясь на длительных метеорологических измерениях над снегом в равнинных и степных районах СССР, П. П. Кузьмин [3] предложил следующим образом преобразовать выражение (9.11):

$$Q_{li} = \sigma T_a^4 (0,62 + 0,005 \sqrt{e}) \text{ (кВт/м}^2\text{)}.$$

Значения коэффициентов a и b в этом эмпирическом выражении зависят от времени года и широты. В последнее время Мэйл и Гранджер [81] показали, что для района прерий можно ожидать значительных различий в связи между суточными значениями Q_{li} , подсчитанными при помощи уравнения Бранта (с коэффициентами a и b , равными соответственно 0,68 и 0,005), и значениями, полученными в результате измерений над сплошной снежной поверхностью.

Приблизительность уравнения (9.1) позднее подчеркивал К. Я. Кондратьев [70], который представил убедительное доказательство того, что этот поток — не только функция температуры воздуха и давления водяного пара близ земной поверхности, но также и функция вертикального распределения температуры и влажности в атмосфере.

Братсэрт [16] предложил относительно простые средства для включения данных о вертикальном распределении температуры и влажности в атмосфере в расчеты Q_{li} . Допуская постоянное линейное уменьшение температуры и атмосферного давления с высотой (соответственно $-0,006^\circ\text{C/м}$ и 100 кПа), он показал, что Q_{li} может быть рассчитано при помощи выражения

$$Q_{li} = 0,642 (e_a/T_a)^{1/4} (T_a^4), \quad (9.12)$$

где T_a — температура воздуха близ поверхности грунта (К), e_a — соответствующее давление водяного пара (Па). Однако Братсэрт показал, что коэффициент 0,642 может не соответствовать этим допущениям. Уравнение (9.12) усовершенствовано Марксом [85], применившим его к альпийской зоне при допущении, что относительная влажность не изменяется с высотой, а изменение температуры с высотой соответствует нормальному градиенту. Результаты применения этого уравнения хорошо согласуются со значениями, измеренными в период залегания снега.

Есть некоторые свидетельства того, что данные, полученные с помощью уравнения (9.12), отклоняются от измеренных значений Q_{li} при температурах воздуха ниже 0 °C [6]. Саттерланд [102] предложил следующую эмпирическую формулу, дающую неплохие результаты при таких условиях и более высокую точность при более высоких температурах:

$$Q_{li} = (\sigma T_a^4) 1,08 \left[1 - \exp(-e_a^{T_a/2,016}) \right], \quad (9.13)$$

где e_a — в гектапаскалях.

Длинноволновая радиация, излучаемая поверхностью снега, рассчитывается при допущении, что снег представляет собой почти абсолютно черное тело в длинноволновой части спектра. Таким образом,

$$Q_{le} = \varepsilon_s \sigma T_s^4, \quad (9.14)$$

где T_s — температура поверхности снега (K), ε_s — коэффициент излучения, значение которого колеблется от 0,97 до 1,0 [9, 70].

В высокогорье особенности рельефа оказывают сильное влияние на количество длинноволновой радиации, получаемой поверхностью в данной точке. Например, в долине количество атмосферной радиации уменьшается из-за того, что часть неба бывает закрыта бортами долины. Однако дно долины получает длинноволновую радиацию с соседних склонов в соответствии с уравнением (9.14) в количестве, определяемом коэффициентами излучения склонов и температурой; длинноволновая радиация, отраженная от снежной и большинства других видов естественных поверхностей, почти не принимается в расчет, так как она незначительна. Таким образом, приходящая в высокогорье радиация представлена длинноволновым излучением атмосферы и соседних территорий. Ли [76] предложил рассчитывать часть небесной полушеры, остающуюся незакрытой каким-либо препятствием, при помощи следующего выражения:

$$V_f = \cos^2(90 - H),$$

где V_f — коэффициент тепловой проекции; H — средний, отсчитанный от зенита угол формы рельефа, представляющей собой препятствие. Таким образом, длинноволновая радиация, приходящая в некоторую точку, в высокогорной области будет описываться выражением

$$Q_{li} = (\varepsilon_a \sigma T_a^4) V_f + (\varepsilon_s \sigma T_s^4) (1 - V_f), \quad (9.15)$$

где ε_a — коэффициент излучения атмосферы при температуре окружающей среды T_a , величину которой можно вычислить при помощи уравнений (9.12) или (9.13); $\varepsilon_s \sigma T_s^4$ — длинноволновая радиация, излучаемая склонами. Маркс [85] показал, что в усло-

виях ясного безоблачного неба уравнение (9.15) дает значения Q_{li} , равные 10—15 % значений, непосредственно измеренных в период залегания снежного покрова.

Облачный покров оказывает значительное влияние на процесс обмена длинноволновым излучением. Для того чтобы в первом приближении получить значение радиации, излучаемой облаком, следует допустить, что при определенной температуре основания облака его излучательная способность близка к излучательной способности черного тела. Тогда обмен чистой длинноволновой радиации Q_{ln} между пасмурным небом и снегом можно аппроксимировать как обмен между двумя черными телами, имеющими температуры T_s (поверхность снега) и T_c (основание облака), т. е.

$$Q_{ln_1} = \sigma (T_c^4 - T_s^4).$$

При разорванном облачном покрове трудно точно оценить отдельно длинноволновый поток. Кондратьев [70] приводит несколько уравнений, выведенных для расчета направленной вниз радиации в условиях несплошной облачности. Другие исследователи [117] рекомендуют для расчета длинноволнового потока в условиях несплошной облачности следующее уравнение, предложенное Ангстремом:

$$Q_{ln_2} = Q_{ln_1} (1 - kN), \quad (9.16)$$

где k — коэффициент, зависящий от типа облачности и высоты основания облака; значение коэффициента колеблется от 0,25 до 0,90; N характеризует покрытие неба облаками.

Кондратьев [70] детально проанализировал ограничения в применении различных эмпирических методов оценки длинноволнового обмена при несплошной облачности. Для оперативных целей рекомендуется измерять длинноволновый поток как часть общего потока при помощи радиационного пиранометра.

Плотный растительный покров, закрывающий снежную поверхность, как это наблюдается в хвойном лесу, также действует как источник длинноволнового излучения. При допущении, что эффективная температура растительного покрова T_s не отличается от температуры окружающей среды T_a , длинноволновый поток между растительным покровом и снежной поверхностью можно подсчитать с помощью уравнения

$$Q_{ln_3} = \sigma (T_a^4 - T_s^4). \quad (9.17)$$

При других условиях (когда растительный покров не сплошной) ситуация становится гораздо более сложной, так как на процессы обмена оказывают влияние тип, плотность, пространственное размещение растительного покрова. Кроме того, из-за воздушных течений, связанных с наличием растительного покрова, и теплообмена между растительностью и воздухом нельзя использовать

температуру воздуха для оценки эффективной температуры поверхности растительного покрова.

Турбулентный тепло- и влагообмен

Турбулентный поток тепла Q_h и тепло испарения — конденсации Q_e имеют второстепенное значение при снеготаянии в сравнении с радиационным обменом. Тем не менее эти потоки часто играют важную роль при определении скорости таяния. Как Q_h , так и Q_e регулируются сложными процессами турбулентного обмена, происходящими в атмосфере на высоте 2—3 м над поверхностью снега. Эти потоки могут быть описаны следующими выражениями:

$$Q_h = -C_p (\overline{\rho w})' T', \quad (9.18)$$

$$Q_e = -h_v (\overline{\rho w})' q', \quad (9.19)$$

где C_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; h_v — теплота парообразования; $(\overline{\rho w})'$, q' и T' — отклонения величин ρw , q и T от их средних значений; ρ — плотность воздуха; w — вертикальная составляющая скорости ветра; T и q — температура воздуха и массовая доля влаги. В уравнениях (9.18) и (9.19) произведение ρw принимается равным нулю [113], что справедливо для однородной горизонтальной поверхности при достаточно большом периоде наблюдений.

Независимое определение указанных двух потоков представляет собой сложную задачу, и в настоящее время не существует удовлетворительных оперативных методик для их оценки. С помощью методики пульсационных измерений [39], которая основывается на уравнениях (9.18) и (9.19), можно прямо определять Q_h и Q_e . Этот метод применялся Хиксом и Мартинсом [62], а также Маккеем и Тёртеллом [89]. Однако подобный подход во многих случаях непрактичен, так как требует сложных инструментов и горизонтальной площадки, которую часто невозможно найти в исследуемой зоне.

Более общим является метод подсчета этих потоков на основе измерений профилей ветра, температуры и влажности над снежной поверхностью. Предполагается, что на определенной высоте Q_h и Q_e представляют собой функции осредненных по времени потенциальной температуры θ и массовой доли влаги q . Шмидт [104] и Прандтль [100] предлагают для описания этих потоков следующие уравнения:

$$Q_h = -C_p \rho K_h \partial \theta / \partial z, \quad (9.20)$$

$$Q_e = -h_v \rho K_e \partial q / \partial z, \quad (9.21)$$

где ρ — плотность воздуха (кг/м^3), C_p — удельная теплоемкость воздуха ($\text{кДж/(кг} \cdot ^\circ\text{C)}$), K_h и K_e коэффициенты турбулентного обмена при переносе тепла и влаги ($\text{м}^2/\text{с}$).

Потенциальная температура θ в уравнении (9.20) — это температура, которую приобретает объем воздуха, когда он адиабатически приводится к нормальному давлению. На определенной высоте над поверхностью грунта связь θ_z с температурой воздуха T_z характеризуется выражением:

$$\theta_z = T_z + \Gamma_z,$$

где Γ_z — адиабатический вертикальный градиент (примерно 1°C на 100 м). При таком градиенте атмосфера считается нейтральной.

Тепло переносится к снегу вследствие турбулентности, когда температура воздуха увеличивается с высотой (что обычно наблюдается, когда снег тает); водяной пар конденсируется на снегу (что сопровождается выделением теплоты парообразования), если давление его увеличивается с высотой. Уравнения (9.20) и (9.21) выведены при допущении постоянства вертикальных потоков с высотой. Согласно работе [97], высота слоя, в котором потоки постоянны, достигает 30 м над поверхностью, однако его толщина сильно меняется и зависит от скорости ветра, градиента температуры, а также от длины плоской поверхности на площадке, где проводятся измерения. Отношение длины к высоте 100:1 — общепринятый критерий для определения высоты слоя постоянного потока; из этого следует, что если снежная поверхность свободна от зданий, деревьев или других препятствий и длина ее составляет 100 м, то слой постоянного потока будет развиваться до высоты примерно 1 м.

В общем имеются две методики применения уравнений (9.20) и (9.21). Свердруп [111] выразил тепловой баланс поверхности снега в следующем виде:

$$Q_h + Q_e + Q_n + Q_m = 0, \quad (9.22)$$

пренебрегая величинами тепловых потоков от грунта, осадков, а также изменением внутренней энергии. Если допустить, что вблизи снежной поверхности коэффициенты K_h и K_e равны, а $T \simeq \theta$, то уравнения (9.20) и (9.21) можно объединить; в результате получим

$$Q_h = (Q_n + Q_m) C_p (\partial T / \partial z) / [C_p (\partial T / \partial z) + h_v (\partial q / \partial z)], \quad (9.23)$$

$$Q_e = (Q_n + Q_m) h_v (\partial q / \partial z) / [C_p (\partial T / \partial z) + h_v (\partial q / \partial z)]. \quad (9.24)$$

Для того чтобы применить этот подход, необходимы прямые измерения радиационного баланса Q_n и затрат тепла на таяние Q_m . Оценки, полученные из уравнений (9.23) и (9.24), особенно для времени, близкого к восходу и заходу солнца, часто бывают ошибочными, так как точно измерить Q_n в это время очень трудно. Ошибки могут быть значительными и при малых градиентах T и q .

Второй метод, обычно используемый для расчета Q_h и Q_e , требует измерения градиентов T и q , а также расчета коэффициента турбулентного обмена по профилю ветра. После этого можно использовать уравнения (9.20) и (9.21). Наиболее простой способ включает расчет коэффициента обмена для момента движения K_m ($\text{м}^2/\text{с}$) при допущении, что

$$\tau = \rho K_m \partial U / \partial z, \quad (9.25)$$

где τ — касательное напряжение ($\text{Н}/\text{м}^2$), U — средняя скорость ветра ($\text{м}/\text{с}$). Обычно допускается, что $K_h = K_e = K_m$, хотя справедливость такого допущения сомнительна.

Можно показать [94], что когда изменения температуры с высотой над снегом равны адиабатическому вертикальному градиенту ($0,01^\circ\text{C}/\text{м}$), выполняются соотношения

$$\partial U / \partial z = U^* / kz, \quad (9.26)$$

$$K_m = U^* kz, \quad (9.27)$$

где $U^* = (\tau/\rho)^{1/2}$ — динамическая скорость, а k — постоянная Кармана (0,4).

Если уравнения (9.26) и (9.27) подставить в уравнения (9.20) и (9.21), а результаты интегрировать по высоте от z_1 до z_2 в постоянном потоке, получим выражения

$$Q_h = \rho C_p k^2 (K_h/K_m) (U_2 - U_1) (\theta_2 - \theta_1) / (\ln z_2/z_1)^2, \quad (9.28)$$

$$Q_e = \rho h_v k^2 (K_e/K_m) (U_2 - U_1) (q_2 - q_1) / (\ln z_2/z_1)^2. \quad (9.29)$$

Значения U_1 , θ_1 , q_1 и U_2 , θ_2 , q_2 , измеряются на высотах z_1 и z_2 соответственно. Обычно допускается, что в условиях безразличной стратификации воздуха отношения K_h/K_m и K_e/K_m одинаковы; во многих исследованиях, посвященных вопросам снеготаяния, эти значения использовались безотносительно к значениям градиента температуры в атмосфере. Отклонения от равновесного состояния атмосферы рассматриваются в теории подобия Обухова—Монина [94], в которой градиенты скорости и температуры (ϕ_m , ϕ_h) описываются универсальными функциями безразмерных аргументов:

$$\phi_m = (kz/U^*) \partial U / \partial z, \quad (9.30)$$

$$\phi_h = (kz/T^*) \partial \theta / \partial z, \quad (9.31)$$

где T^* при равновесных условиях определяется из выражения

$$Q_h = -\rho C_p U^* T^*.$$

А. С. Монин и А. М. Обухов [94] показали, что ϕ_m и ϕ_h — универсальные функции безразмерного параметра устойчивости z/L , где L — масштаб длины, впервые введенный Обуховым [5]:

$$L = -U^3 C_p \rho T / (g k Q_h), \quad (9.32)$$

где T — средняя абсолютная температура пограничного слоя, g — ускорение свободного падения. Из уравнений (9.20), (9.25), (9.30) и (9.31) можно видеть, что

$$K_h/K_m = \phi_m/\phi_h. \quad (9.33)$$

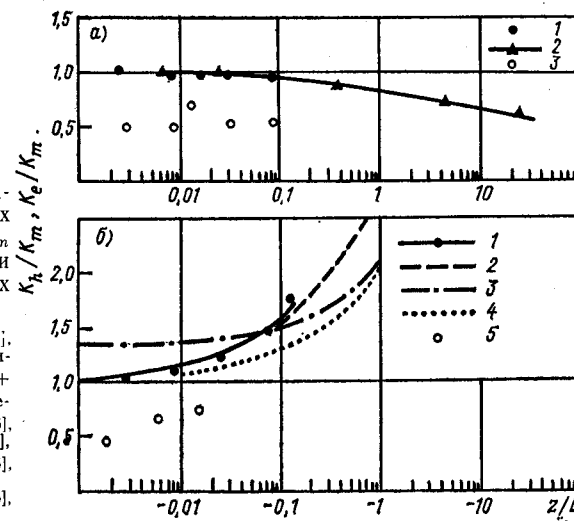


Рис. 9.8. Сопоставление зависимостей, связывающих отношения K_h/K_m и K_e/K_m с параметром устойчивости z/L по данным различных исследователей [57].

а) устойчивое состояние: 1 — [56], K_h/K_m ; 2 — линейно-логарифмический анализ, $K_h/K_m = (1 + 7z/L)^{0,1}$; 3 — [56], K_e/K_m ; б) неустойчивое состояние: 1 — [56], $K_h/K_m = (1 - 58z/L)^{0,25}$; 2 — [113], $2,7(-z/L)^{0,25}$, $z/L < -0,1$; 3 — [16], $1,35(1 - 9z/L)^{0,5}/(1 - 15z/L)^{0,25}$; 4 — [41], $(1 - 16z/L)^{0,25}$; 5 — [56], K_e/K_m .

Безразмерный градиент влажности ϕ_e также может быть определен по формуле [40]

$$\phi_e = (kz/q^*) \partial q / \partial z, \quad (9.34)$$

где q^* — характерный коэффициент влажности, аналогичный U^* . Применив уравнение (9.34), можно показать, что

$$K_e/K_m = \phi_m/\phi_e. \quad (9.35)$$

Взаимосвязи каждого из отношений ϕ_m/ϕ_h и ϕ_m/ϕ_e и параметра устойчивости z/L служат предметом многих исследований, причем между многочисленными наборами полученных данных имеются значительные различия. При условии устойчивости ($z/L > 0$), которое характерно для слоя воздуха над поверхностью тающего снега, нет общего согласия в том, что отношение K_h/K_m равно единице [9]. Однако при $z/L > 0,1$ (очень слабый ветер) отношение K_h/K_m для снега уменьшается с увеличением устойчивости [57] (рис. 9.8 а) и лучше описывается выражением

$$K_h/K_m = [1 + 7(z/L)]^{-0,1}. \quad (9.36)$$

Для того чтобы получить это выражение, к измеренным значениям скорости ветра и температуры был подобран линейно-логарифмический график [122].

Наибольшие изменения во взаимосвязях между K_h/K_m и K_e/K_m и z/L , отмеченные в литературе, наблюдаются в условиях неустойчивости (рис. 9.8 б). Андерсон [9] рекомендует применять кривую, основанную на результатах работы [41]. Однако Грэнджер [56] в работе, посвященной прериям, установил, что соотношения между K_h/K_m и z/L хорошо согласуются со значениями, рассчитанными по уравнению У. Суинбэнка [113]. Действительно, получено хорошее согласие между измеренными и рассчитанными величинами, и это дает основание предположить, что уравнение Суинбэнка может быть с достаточной степенью достоверности использовано вплоть до области нейтральных условий. Приведенные на рис. 9.8 б результаты Бьюзинджера и др. [18] характеризуются более высокими значениями отношения K_h/K_m при нейтральных условиях по сравнению со значениями, полученными другими исследователями. Это может объясняться выбором значения постоянной Кармана, равного 0,35, тогда как чаще используется значение 0,4. Дайер и Хикс, а также Бьюзинджер и др. [41, 18] применяли пульсационный метод, тогда как Грэнджер [56] и Суинбэнк [113] пользовались результатами измерений температуры и скорости ветра на низких уровнях. Систематические ошибки может давать любой из этих методов, и это могло привести к разным значениям скорости роста отношения K_h/K_m при увеличении значений z/L .

Доказано, что получить точные результаты измерений профиля влажности близ поверхности снега гораздо труднее, чем такие же данные для профиля температуры; следовательно, отношения K_e/K_m (или φ_m/φ_e) и K_h/K_m как функции z/L исследованы в разной степени. Результаты, полученные Грэнджером [56], показаны на рис. 9.8, на котором каждая экспериментальная точка соответствует среднему значению ряда наблюдений, сгруппированных в соответствии с интервалом колебаний z/L . Эти результаты подтверждают, что при условии устойчивости отношение K_e/K_m почти постоянно и приблизительно равно 0,5. В условиях неустойчивости отношение K_e/K_m растет с усилением неустойчивости, хотя для того, чтобы установить точную зависимость, данных недостаточно. Сопоставление этих материалов с данными, полученными для поверхностей, покрытых травой или злаками [12, 64], показывают, что между ними имеются большие различия. Такие же различия отмечаются, когда сравниваются значения отношения K_e/K_m , полученные разными исследователями. Для того чтобы объяснить появление указанных различий Мак-Бин и Майэйк [86] анализировали частоту колебаний скорости, температуры и влажности, пытаясь продемонстрировать влияние масштаба движений на механизм турбулентного переноса близ поверхности. Их измерения показывают, что влажность — это пассивный скаляр, т. е. влагосодержание воздуха не влияет на аэростатическую подъемную силу; напротив, температура представляет собой активный скаляр, вызывающий конвективное движение. Авторы [86] полагают

также, что универсальные зависимости, характерные для переноса пассивных скаляров, маловероятны, а механизм переноса зависит и от граничных условий на поверхности, и от условий общей циркуляции. Подобный подход может, в частности, объяснить широкий разброс результатов, приводимых в литературе. Большинство современных исследований выполнялось над почвами, покрытыми низкими травами или хлебными злаками.

Поскольку для использования уравнений (9.28) и (9.29) необходимо проведение большого числа детальных измерений, было предпринято несколько попыток вывести упрощенные выражения для определения Q_h и Q_e . Такие выражения обычно имеют следующий вид:

$$Q_h = D_h U_z (T_a - T_s), \quad (9.37)$$

$$Q_e = D_e U_z (e_a - e_s), \quad (9.38)$$

где D_h — коэффициент турбулентной диффузии для переноса тепла (кДж/(м³·°C)), U_z — скорость ветра на определенной высоте, причем z — между 1 и 2 м (м/с); T_a , T_s — температуры воздуха и поверхности снега соответственно; D_e — коэффициент турбулентной диффузии для переноса влаги (кДж/(м³·гПа)); e_a , e_s — давление водяного пара в воздухе и непосредственно над снежной поверхностью соответственно (гПа). При использовании уравнений (9.37) и (9.38) e_a и T_a обычно измеряют на той же высоте, что и U_z .

Значения коэффициентов обмена, приводимые многочисленными исследователями, обобщены в табл. 9.3. В работах [31, 111, 117] коэффициенты рассчитаны по данным измерений на высоте 1 м, при этом допускается, что профили скорости ветра, температуры и давления водяного пара меняются с высотой в соответствии со степенным законом $1/6$. Специалисты Корпуса инженеров Армии США [117] полагают, что для средних условий такая аппроксимация достоверна. Однако, поскольку детальные измерения дают широкие вариации профилей в течение дня из-за изменений устойчивости, значения, приведенные в таблице, можно рассматривать лишь в качестве первого приближения.

Как видно из таблицы, коэффициенты изменяются весьма значительно. Частично это может быть объяснено инструментальными ошибками, а также различиями в высоте, на которой проводились измерения. Йошида [124] указывает, что результаты зависят также от типа используемых при измерениях инструментов. Кроме того, коэффициенты обмена зависят от экспозиции, условий погоды в пунктах, где проводились измерения. Например, коэффициенты, приведенные в работах некоторых исследователей [117], были получены в горных районах, когда конденсация значительно превышала испарение. Коэффициенты, приведенные в работе Грэнджера [56], получены для условий прерий, где, наоборот, испарение превышает конденсацию в течение всех суток. В общем

Таблица 9.3

Значения коэффициентов турбулентной диффузии над тающим снегом

Литературный источник	D_h МДж/(м³·°C)	D_e МДж/(м³·гПа)	Высота измерения (м)			Примечание
			U_z	T_a	e_a	
[62]	1,06	5,15	3,2	2	2	Значения получены по пульсационным измерениям, проведенным в течение четырех часовых периодов при очень устойчивом состоянии со скоростью не менее 3,5 м/с
[54]	15	25	2	1,2	—	e_a измерена на расстоянии 1,6 км от площадки, D_h и D_e — средние значения для двухнедельного периода; D_h/D_e принято равным 0,6 (отношение Боуэна)
[124]	3,56	6,62	0,7	1,2	1,2	Значения применимы только при скорости ветра больше 2 м/с
[117, 118]	1,68	8,0	1	1	1	Коэффициенты вычислялись с поправкой на 1 м с использованием степенного закона $1/6$
[111]	5,74	10,0	1	1	1	То же
[31]	—	11,4	1	1	1	Измерения проведены над тающим снежным покровом прерий; D_h — среднее за 6 сут, D_e — среднее за 8 сут на основе лизиметрических данных
[56]	6,69	2,17	1	1	1	

в этих двух ситуациях устойчивость атмосферы различна. За исключением данных Хикса и Мартина [62] приведенные в таблице значения являются средними, полученными за сравнительно длительные периоды времени; они неприменимы, когда речь идет о периодах менее 12 ч. Интенсивность турбулентного тепло- и влагообмена над снегом может резко меняться в течение суток [82]; следовательно, использование коэффициентов, приведенных в табл. 9.3, для утренних или вечерних часов или для других промежутков времени, когда метеорологические условия существенно изменяются, может привести к ошибкам в расчетных значениях.

Результаты, приведенные в табл. 9.3, иллюстрируют одну из основных дилемм снежной гидрологии. С одной стороны, желательно развивать относительно простые способы расчета турбу-

лентных потоков тепла и влаги, которые можно было бы применять на стандартной оперативной основе. С другой стороны, до настоящего времени не существует простого выражения, которое могло бы адекватно описать сложнейшие процессы, происходящие в атмосфере вблизи поверхности снега. Необходимо определить приемлемые теоретические рамки применения таких выражений и

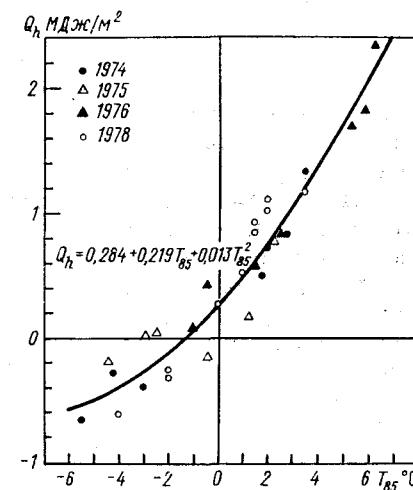


Рис. 9.9. Связь между средним суточным значением турбулентного потока тепла Q_h и средней суточной температурой T_{85} на уровне 85 кПа [57].

Приведенное уравнение применимо только в пределах полученных данных.

обеспечить проведение с помощью соответствующих инструментов детальных измерений множества атмосферных параметров, прежде чем удастся решить эту проблему.

Гэнджер и Мэйл [57] предложили зависимость, которая довольно перспективна в этом отношении: они связали перенос турбулентного тепла с энтальпией воздушной массы, соответствующей температуре воздуха в верхних слоях при давлении 85 кПа (рис. 9.9). Применение уравнения ограничено ситуациями, когда локальной адвекцией можно пренебречь (сплошной снежный покров, отсутствие лесного покрова, удаленность от водных объектов) и когда в районе площадки, где проводятся измерения, отсутствуют атмосферные фронты.

Схема, представленная выше, применима для открытых пространств, где растительность целиком покрыта снежным покровом. Наличие растительности усложняет процессы турбулентного тепло- и влагообмена. При таких условиях над снежной поверхностью нет явных одномерных профилей ветра, температуры и влажности. Полученные в этом случае результаты дают оценки теплового потока на поверхности растительного покрова, но не на снежной поверхности.

Растительность может служить источником тепла или поглощать его в зависимости от типа, плотности и распространения

растительного покрова, а также от метеорологических условий. Потоки, измеренные на поверхности растительного покрова, могут значительно отличаться от потоков на поверхности снега, которые в общем оцениваются эмпирически посредством введения поправочных коэффициентов в значения, рассчитанные или измеренные на близлежащих открытых территориях.

Внутренняя энергия

При таянии тонкого снежного покрова, а также верхних слоев мощного покрова часто наблюдаются суточные циклы: снег тает в околополуденные часы, а ночью снова замерзает за счет охлаждения покрова вследствие излучения длинноволновой радиации. Этот циклический процесс настолько изменяет внутреннюю энергию снежного покрова, что дефицит тепла, образовавшийся в ночное время, должен быть компенсирован в последующий день прежде, чем снежный покров станет изотермическим при 0°C и начнется высвобождение воды. Внутренняя энергия состоит из компонент, относящихся к твердой, жидкой и парообразной фазам снега, и описывается следующим выражением

$$U = d (\rho_i C_{pi} + \rho_l C_{pl} + \rho_v C_{pv}) T_m, \quad (9.39)$$

где U — внутренняя энергия (кДж/м^2); d — глубина снега (м); ρ — плотность снега (кг/м^3); C_p — удельная теплоемкость ($\text{кДж/кг}\cdot^\circ\text{C}$); T_m — средняя температура снега ($^\circ\text{C}$); i, l, v — индексы, относящиеся ко льду, жидкой воде и водяному пару.

Допуская, что влажность воздуха в снежном покрове составляет 100 %, можно показать, что вклад парообразной фазы в значение U незначителен и при простых расчетах изменений U им можно пренебречь.

Мэйл и Грей [82] показали, что точные измерения внутренней энергии существенны при применении принципа теплового баланса к тонкому снежному покрову. Во многих случаях ошибка в подсчетах теплового баланса может быть вызвана непосредственно ошибкой в определении внутренней энергии. В периоды, когда таяние отсутствует, для всех практических целей можно допустить, что $\rho_i = 0$, так что оценка U включает измерения d , ρ_l и T_m . Дайбидж [38] установил, что в эти периоды температурный режим внутри снежного покрова (а следовательно, и изменения внутренней энергии) можно прогнозировать, применяя простую модель теплопроводности, основанную на решении уравнения нестационарной диффузии, и используя температуры воздуха и грунта в качестве граничных условий.

Дни, когда происходит таяние, характеризуются сложным термическим режимом снежного покрова. В течение дня внутри покрова присутствует жидкая вода, а вечером она замерзает, вы-

зывая существенные изменения внутренней энергии снежного покрова. Чтобы должным образом учесть эти изменения во времени, нужно применить методику систематического опробования. Единственный полевой метод, имеющийся сейчас для определения внутренней энергии в условиях таяния — замерзания, — это громоздкие калориметрические измерения, неприменимые в оперативной практике. Из многих дистанционных методов, разрабатываемых в настоящее время, только микроволновый [77, 90], позволяет измерить и твердую, и жидкую составляющие снега.

В мощном снежном покрове, характерном для залесенных горных районов, величина внутренней энергии изменяется незначительно по сравнению с другими компонентами, поэтому при исследовании энергетического баланса в таких районах этими изменениями часто пренебрегают. В таких ситуациях энергетический баланс подсчитывается, скорее, для поверхности снега, чем для всей толщи снежного покрова.

Приток тепла из грунта

Приток тепла из грунта Q_g представляет собой незначительную компоненту суточного теплового баланса снежного покрова по сравнению с радиацией, турбулентным потоком тепла и теплом фазовых переходов (см. табл. 9.1). В связи с этим общим снеготаянием за счет притока Q_g за короткие периоды (меньше недели) можно пренебречь. Однако поток Q_g обычно не меняет направления в течение всей зимы, и поэтому его суммарный эффект за сезон может быть значительным. Этот приток также оказывает влияние на температурный режим снега близ поверхности грунта и вносит свою долю в создание условий для таяния снежного покрова. В областях, где температуры снега остаются близкими к 0°C , таяние может быть обусловлено притоком тепла из грунта. Хотя количество продуцируемой воды при этом невелико, ее влияние на термические свойства и инфильтрационные характеристики подстилающих почв может быть значительным. Таким же образом приток Q_g воздействует на состояние почвы (незамерзшей, частично или полностью замерзшей), которое в свою очередь сказывается на скорости инфильтрации во время таяния. При определенных условиях, когда почва замерзает, скорость инфильтрации может быть больше, так как размеры и объемы пустот увеличиваются вследствие структурных изменений, которые сопровождают процессы замерзания. С другой стороны, если температура почвы ниже 0°C , просочившаяся вода может снова замерзнуть в поверхностных слоях, что вызывает образование водонепроницаемого слоя, который ограничивает инфильтрацию и увеличивает потенциальный сток. Физика движения почвенной влаги в условиях частичного или полного замерзания до конца не ис-

следована отчасти из-за отсутствия приборов, при помощи которых можно *in situ* провести точные измерения физических параметров почвы, регулирующих процессы переноса воды.

Что касается снеготаяния, прямая передача тепла в снежный покров описывается уравнением

$$Q_g = -k \partial T_g / \partial z, \quad (9.40)$$

где T_g — температура грунта, k — теплопроводность.

Значения теплопроводности для илистых и глинистых почв колеблются от 0,4 до 2,1 Вт/(м·°C), а для песчаных — от 0,25 до 3,0 Вт/(м·°C) в зависимости от плотности и влажности. Влажность, в частности, оказывает сильное влияние на k . Поскольку теплопроводность льда примерно в четыре раза выше теплопроводности воды, значение k замерзших почв при одной и той же влажности несколько больше, чем незамерзших. Исчерпывающий обзор факторов, влияющих на теплопроводность почв, сделал де Врие [33], а Пеннер [98] показал, как изменяется теплопроводность при замерзании почвы.

Другим способом определения величины Q_g служит прямое измерение с применением специальных пластин. Один из таких приборов, особенно удобный для измерений в почвах, разработан Фушем и Таннером [46].

При расчетах снеготаяния используют средние значения потока Q_g , направленного от почвы в снежный покров в течение суток; например, в работе [117] предлагается значение 270 кДж/(м²·сут). Гоулд [53] получил в Оттаве средний приток, равный 860 кДж/(м²·сут), а Йошида [124] в Японии наблюдал на поверхности грунта под мощным снежным покровом скорость таяния, эквивалентную притоку тепла, равному 260—360 кДж/(м²·сут). Данные измерений притока тепла упомянутыми приборами, подтвержденные соответствующими данными измерений профиля температуры и теплопроводности, показывают, что в условиях прерий значение Q_g изменяется от 0 до 260 кДж/(м²·сут) [56].

Выпадение дождя на снежный покров

Выпадение жидких осадков на снежный покров — явление, распространенное в горных районах и в восточных частях Северной Америки. Тепло, приносимое дождевой водой, определяется как разность между энтальпией снежного покрова до выпадения дождя на снег и его энтальпией при достижении термического равновесия внутри снежного покрова. Следует различать два случая такого энергообмена: 1) выпадение дождя на тающий снежный покров, когда дождевая вода не замерзает; 2) выпадение дождя на снежный покров при температуре ниже 0°C, когда вода замер-

зает и выделяется теплота плавления. Первый случай может быть описан выражением

$$Q_p = \rho C_p (T_r - T_s) P_r / 1000, \quad (9.41)$$

где Q_p — энергия, которую передает снежному покрову дождь (кДж/(м²·сут)), ρ — плотность воды (кг/м³), T_r — температура дождя, T_s — температура снега, P_r — количество жидких осадков (мм/сут). Подставляя средние значения параметров $\rho = 1000$ кг/м³, $C_p = 4,20$ кДж/(кг·°C) и $T_s = 0^\circ\text{C}$ в уравнение (9.41), получаем:

$$Q_p = 4,2 T_r P_r. \quad (9.42)$$

Для оперативных целей обычно допускается, что T_r равна температуре воздуха.

Когда дождь выпадает на снежный покров, температура которого ниже 0°C, возникает более сложная ситуация. Некоторое количество жидких осадков замерзает; при этом выделяется теплота плавления. Сопоставляя удельную теплоту плавления воды (335 кДж/кг) с удельной теплоемкостью снега (2,09 кДж/(кг·°C)), легко видеть, что замерзание оказывает значительное влияние на термический режим снежного покрова. Например, замерзание 10 мм жидких осадков при 0°C, равномерно распределенных в метровом снежном покрове, имеющем плотность 340 кг/м³, должно привести к увеличению средней температуры снежного покрова от -5 до 0°C. Распределение выделяющегося при замерзании тепла сильно зависит от того, как вода движется внутри снежного покрова. Кроме того, под действием просачивающейся воды меняется внутренняя структура и свойства снежного покрова.

Движение воды сквозь снег

Жидкая вода в общем просачивается с поверхности снежного покрова до поверхности грунта очень медленно; наблюдались скорости от 2 до 60 см/мин. Причин такого широкого диапазона изменений скорости много: внутренняя структура снега и характер снежного покрова до поступления воды, а также количество воды на поверхности снега. Когда вода достигает поверхности грунта, она просачивается в почву, а если скорость инфильтрации недостаточна, то некоторая часть воды разливается по поверхности пересыщенного слоя. Вода в этом слое обычно движется со скоростью 10—60 см/мин; скорость резко возрастает после образования в снегу дренажных каналов.

Экспериментальные наблюдения за течением воды вокруг снежных зерен разных размеров показали, что движение происходит неупорядоченно. При температуре таяния отдельные зерна покрываются тонкой пленкой воды. Де Кервен [33] показал, что в снегу со средним размером зерен около 2 мм большая часть воды

может просачиваться сквозь эти пленки. Кроме того, вода может течь сквозь изолированные насыщенные поры. Вакахам [119] показал, что при заполнении пор водой возникает ламинарный поток, представляющий собой чрезвычайно эффективный механизм осушения снежного покрова. Маловероятно, чтобы во время дренажа давление в порах увеличивалось, так как воздух свободно циркулирует сквозь них, реагируя на движение жидкой воды. Колбек [23] полагает, что в тонкозернистом снеге возможна комбинация пленочного течения и движения капель.

Исследования с помощью красителей, проведенные в естественно отложенном снежном покрове, гетерогенном и анизотропном, показали, что вода из пленок собирается в капиллярных порах. Гердел [51] описывает вертикальные каналы в крупнозернистом снегу, которые действуют как линии стока талых вод. Образование таких каналов часто связано с выпадением жидких осадков на снег. Крупные зерна возникают при высокой насыщенности водой каналов, что способствует быстрому росту зерен; это в свою очередь позволяет большему количеству воды пройти через канал.

Другой важной особенностью естественно отложенного снега служит наличие в нем очень плотных относительно непроницаемых льдистых слоев. Вода может аккумулироваться над такими слоями, вызывая перенасыщение. Исследования с помощью красителей показали, что эти слои не являются непроницаемыми, а скорее, характеризуются изменчивой проницаемостью, что заставляет талые воды искать обходные каналы на их пути к грунту [50, 73]. Дополнительная сложность заключается в том, что такие льдистые слои редко бывают горизонтальными, а обычно имеют разные уклоны.

Однородный снег

Несмотря на сложность и хаотичность процесса проникновения воды сквозь толщу снега, вертикальный поток или общее движение в верхнем слое относительно однородного снежного покрова (т. е. при отсутствии вертикальных дренажных каналов и ледяных прослоек) может быть описано законом Дарси для течения в ненасыщенной пористой среде [21, 28]. Этот закон применим для достаточно обширных участков, позволяющих исключить влияние пространственной неоднородности на скорость проникновения воды. Материалы, полученные в результате исследований при помощи красителей, показывают, что характерная поверхность таких участков может быть порядка z^2 , где z — толщина снега. Анализ применим к изотермическому снежному покрову, температура которого составляет 0°C .

В ненасыщенном снежном покрове воздушные и водные потоки сбалансированы. Закон Дарси связывает градиент капиллярного

давления $\partial p_c / \partial z$ и ускорение свободного падения g с q_z — объемом воды, протекающей через единицу площади за единицу времени:

$$q_z = (k_l / \mu_l) [(\partial p_c / \partial z) + \rho_l g], \quad (9.43)$$

где k_l , μ_l , ρ_l — проницаемость снега, вязкость и плотность жидкой воды соответственно. Как правило, основное влияние на жидкую воду в снежном покрове оказывает сила тяжести, превышающая градиент давления $\partial p_c / \partial z$. Однако локальные градиенты капиллярного давления иногда могут быть значительными. Ванкевич [120] указывает на наличие градиента давления в зоне толщиной несколько сантиметров непосредственно над насыщенным слоем и поверхностями раздела в снежном покрове. Колбек [23] показал, что градиент достигает значительной величины в нижней части водных потоков и на переднем фронте талых вод, когда фронт на двигается на снежный покров. В последнем случае градиент способствует закруглению острых углов фронта, но не влияет на скорость его движения.

Для того чтобы применить уравнение (9.43), необходимо вывести зависимость между проницаемостью снега для жидкой фазы k_l и более легко измеряемой внутренней проницаемостью снежной массы k (м^2). Колбек и Дэвидсон [28] связывают k_l и k с эффективным насыщением водой S^* (отношение объема воды к объему пустот) выражением

$$k_l = k S^{*3}, \quad (9.44)$$

где S^* определяется как

$$S^* = (S_w - S_{wi}) / (1 - S_{wi}).$$

Здесь S_w — насыщение водой, выражаемое как доля объема пор S_{wi} , которое Колбек называет «необратимым водонасыщением», т. е. насыщением водой, постоянно удерживающейся в снегу капиллярными силами (выражается как часть общего объема пор); эффективное насыщение водой S^* — та часть жидкой воды, которая может свободно двигаться под действием силы тяжести.

Подставляя уравнение (9.44) в (9.43), получаем выражение, связывающее вертикальный поток воды через ненасыщенный снег q_z и S^* (при допущении, что градиент капиллярного давления невелик):

$$q_z = \alpha k S^{*3}, \quad (9.45)$$

где $\alpha = \rho_l g / \mu_l$.

Уравнение неразрывности для фазы жидкой воды, примененное к дифференциальному объему снежного покрова, имеет вид

$$\partial q_z / \partial z + \varphi_e (\partial S^* / \partial t) = 0, \quad (9.46)$$

где φ_e — эффективная пористость, т. е. часть объема пор, используемая для течения воды. Величина φ_e может быть рассчитана с помощью выражения

$$\varphi_e = \varphi (1 - S_{wi}),$$

где φ — пористость, или отношение объема пор к общему объему. Объединяя уравнения (9.45) и (9.46), получаем

$$3\alpha^{1/3} k^{1/3} q_z^{2/3} (\partial q_z / \partial z) + \varphi_e (\partial q_z / \partial t) = 0. \quad (9.47)$$

Для средней плотности снега это уравнение может быть решено методом характеристик, что дает следующее алгебраическое выражение:

$$\left. \frac{dz}{dt} \right|_{q_z} = 3\alpha^{1/3} k^{1/3} q_z^{2/3} / \varphi_e. \quad (9.48)$$

Важная особенность уравнения (9.48) заключается в том, что скорость направленного вниз движения $dz/dt|_{q_z}$ прямо пропорциональна $q_z^{2/3}$. Таким образом, крупные потоки движутся сквозь снег

быстрее, чем небольшие, так что на любой глубине проходящая волна талых вод характеризуется сначала резким пиком, а затем медленным спадом. Экспериментальная проверка уравнения (9.48) описана Колбеком и Дэвидсоном [28]; она проведена на изолированных колонках перемешанного однородного снега, которые были герметически закрыты и осушались в течение нескольких дней после периода интенсивного поверхностного таяния.

Уравнение (9.48) может использоваться для гидрологических прогнозов, когда известны значения внутренней проницаемости k и эффективной пористости снега φ_e . Внутренняя проницаемость зависит от многих физических характеристик снежного покрова, включая его плотность, а также размеры и распределение зерен, замкнутость, размеры, форму и количество пор. Одно из наиболее удачных выражений для определения величин k (м^2) предложил Шимицу [106]

$$k = 0,077 d^2 \exp(-7,8 \rho_s / \rho_l), \quad (9.49)$$

где d — диаметр зерна (м), а ρ_s и ρ_l — плотность снега и воды соответственно. В табл. 9.4 приведены некоторые типичные значения k для разных типов снежного покрова; данные получены в результате экспериментов, выполненных Куроива [71], а также Бадером и др. [11].

Поскольку k и φ_e зависят от физических свойств снега, отношение $k^{1/3}/\varphi_e$ может рассматриваться в уравнении (9.48) как одно неизвестное. В снежном покрове прерий значение отношения $k^{1/3}/\varphi_e$ изменяется от 0,008 до 0,046 $\text{см}^{2/3}$ [57]. В периоды, когда теплый воздух препятствует повторному замерзанию ночью, наблюдалось увеличение отношения $k^{1/3}/\varphi_e$; причина этого заключается в том,

Таблица 9.4
Внутренняя проницаемость снега [121]

Метод измерения и тип снега	Пористость	Проницаемость $10^9 k \text{ м}^2$
<i>Для воздуха [11]</i>		
Свежий рыхлый сухой снег	0,86	4
Мягкая сухая ветровая доска	0,79	3
Твердая сухая ветровая доска	0,68	1,4
Мелкозернистый старый сухой снег	0,59	2
Среднезернистый старый сухой снег	0,68	6
Крупнозернистый старый сухой снег	0,67	10
Глубинная изморозь	0,74	20
<i>Для керосина [71]¹</i>		
Свежеотложенный снег	0,85	4
Мелкозернистый снег	~0,7	0,6—8
Крупнозернистый снег	~0,6	3—16
Глубинная изморозь	0,59	5

¹ Значения могут быть сильно занижены, так как течение может происходить не по закону Дарси.

что таяние продолжалось, значение k возрастало, а снежный покров продолжал изменяться. Однако, когда ночью происходит повторное замерзание, отношение $k^{1/3}/\varphi_e$ уменьшается, так как замерзшая в снежном покрове вода уменьшает его проницаемость.

Изменение суточной волны талых вод с глубиной показаны на рис. 9.10. Если известно, что потоки на поверхности снежного покрова зависят от времени, то анализ уравнения (9.48) должен обнаружить много особенностей кривых, изображенных на рис. 9.10. В частности, максимум скорости течения под поверхностью снега уменьшается с глубиной, в то время как минимум возрастает. Передний край волны с глубиной становится более крутым, образуя почти вертикальный край или «ударный фронт» (кривые D и E). По мере удаления от верхней поверхности тыловой край волны становится менее крутым.

В соответствии с уравнением (9.48) скорость распространения объемного потока $dz/dt|_{q_z}$ возрастает, так как увеличивается q_z . Более быстрые потоки, формирующиеся при дневном таянии, догоняют более медленные потоки q_z , образующиеся в результате таяния, которое происходит ранним утром. Когда два потока соединяются, образуется «ударный фронт». Если пренебречь капиллярным эффектом, то можно считать, что водный поток через ударный фронт не является непрерывным, и течение не может быть описано уравнением (9.48). Введя в это уравнение требование, что объем жидкой воды при движении фронтальной волны

вниз должен сохраняться, Колбек получил следующее выражение для скорости распространения фронта [26]:

$$dz/dt = a^{1/3} k^{1/3} (q_z^{2/3} + q_z^{1/3} q_z^{1/3} + q_z^{2/3}) / \varphi_e. \quad (9.50)$$

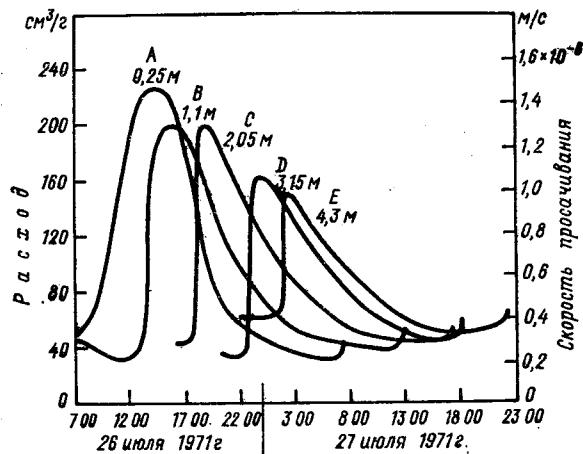


Рис. 9.10. Суточная волна таяния по измерениям в колонках однородного снега [28].

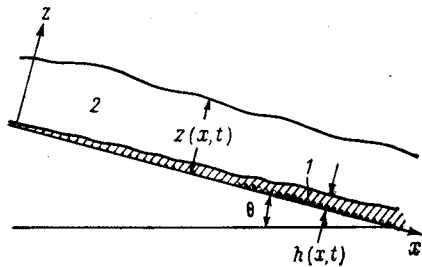


Рис. 9.11. Идеальная схема накопления талых вод на поверхности грунта [27].

Здесь q_z^+ и q_z^- — соответственно больший и меньший потоки, которые объединяясь образуют ударный фронт; они изменяются непрерывно, даже когда крупные потоки догоняют фронт.

Когда достаточное количество талых вод достигает поверхности грунта, в слое талого снега близ поверхности раздела снег—грунт может возникнуть местный поток, целиком проходящий по поверхности грунта. Идеальный случай тонкого насыщения слоя на поверхности грунта показан на рис. 9.11. Колбек [23] разработал теорию течения в этом слое. Для малых значений уклона θ течение может быть описано в соответствии с законом Дарси следующим выражением:

$$q_x = -k/\mu_l (\partial p_l / \partial x - \rho_l g \theta), \quad (9.51)$$

где q_x — количество воды, которое протекает в направлении через единичное поперечное сечение в единицу времени; k — внутренняя проницаемость, μ_l — динамическая вязкость воды, p_l — давление жидкости, ρ_l — плотность воды, g — ускорение свободного падения.

Процессы метаморфизма протекают в насыщенном слое быстрее, а средний размер зерен в этом слое больше, чем в ненасыщенном. Следовательно, внутренняя проницаемость этого слоя также выше, а проницаемость снега относительно жидкой фазы, вероятно, на несколько порядков выше, чем проницаемость ненасыщенного слоя. Поэтому скорость течения в насыщенном слое обычно гораздо больше, чем в ненасыщенном.

Уравнение неразрывности для насыщенного слоя толщиной h (см. рис. 9.11) имеет вид

$$\partial(q_x h) / \partial x + \varphi \partial h / \partial t = I(x, t), \quad (9.52)$$

где $I(x, t)$ — чистый приток в слой, равный притоку из верхней насыщенной зоны за вычетом инфильтрации в подстилающую почву. Подставив уравнение (9.51) в уравнение (9.52), получим определяющее уравнение для потока в насыщенном слое [24]:

$$ak\theta (\partial h / \partial x) - ak \partial (h \partial h / \partial x) / \partial x + \varphi (\partial h / \partial t) = I. \quad (9.53)$$

Вторым членом левой части уравнения можно пренебречь, если допустить, что увеличение толщины насыщенного слоя вниз по склону $\partial h / \partial x$ невелико по сравнению с уклоном θ . Для решения уравнения (9.53) с таким упрощением используется координатная система, которая движется вниз по склону со скоростью частиц воды c :

$$c = ak\theta / \varphi. \quad (9.54)$$

Для насыщенного слоя длиной L решение уравнения (9.53) показывает, что общий расход на единицу ширины может быть определен интегрированием притока I за временной интервал

$$\Delta t = L/c. \quad (9.55)$$

Это интегрирование не включает непосредственно толщину насыщенного слоя, так как поток воды через насыщенный слой линейно изменяется с изменением h . Таким образом, время стока не зависит от геометрических особенностей поверхности. Колбек [24] полагает, что, если время Δt прохождения через насыщенный слой длиной L велико, любые кратковременные вариации I будут затухать. Напротив, если Δt невелико, будут иметь место кратковременные изменения, например суточный цикл в тонком снежном покрове. Можно ожидать, что в изотропном снежном покрове время прохождения потока в насыщенном и ненасыщенном слоях будет примерно одинаковым, если длины траекторий движения в слоях будут относиться как 100:1.

Слоистый снег

Снежный покров, формирующийся в результате серий отдельных снегопадов, обычно четко стратифицирован. Слои, образовавшиеся вследствие отдельных снегопадов, легко различаются по плотности и текстуре. Часто наблюдаются корки или «ледяные слои», возникшие под влиянием гололеда, повторного замерзания талых вод или ветрового уплотнения. Зелигман [105] упоминает также сублимацию при влажном ветре как возможный механизм образования корок.

Слоистость снежного покрова, особенно наличие ледяных слоев, может оказывать сильное влияние на движение воды. Однако измерения Гердела [54], показывают, что, когда большие объемы талых вод доходят до погребенных ледяных слоев, они могут разрушить их в течение нескольких часов, образуя вертикальные дренажные каналы.

В количественном отношении движение воды через слоистый снежный покров пока еще не изучено, и работе над этой проблемой препятствует недостаток полевых данных. Трудно измерить распределение жидкой воды внутри снега *in situ*; более того, такие свойства ледяных слоев или погребенных корок, как проницаемость, толщина, площадное распространение, пока не поддаются измерениям. Обзоры исследований течения воды сквозь слоистый снег сделаны Колбеком и Ванкевичем [27, 120].

Ванкевич полагает, что наблюдения за течением воды сквозь слоистый снег следует распределить по категориям в соответствии с общей схемой, принятой в модели FINA, основанной на том, что отдельный снежный горизонт или граница между двумя слоями разной структуры и плотности либо будет препятствовать движению воды, либо не будет оказывать на него влияния, либо будет ускорять это движение. Влияние слоя может зависеть от характера течения, т. е. вызывать замедление при слабых течениях, но ускорение при более сильных. Такое явление наблюдается в грубозернистых почвах; существование же такого явления в снегу пока еще требует подтверждения [121].

На рис. 9.12 рассмотрено в общих чертах влияние различных горизонтов на движение воды в снежном покрове. Течение сквозь снежный покров обусловлено главным образом силой тяжести. В этом случае допускается, что близ горизонта поток q переносится вследствие разности давлений p_1 в верхнем слое и p_2 в нижнем слое. Если $p_1 > p_2$, горизонт между двумя слоями будет замедлять течение и вода будет накапливаться непосредственно над горизонтом до тех пор, пока p_2 не станет равным p_1 . Если горизонт имеет уклон, то течение накапливающейся воды будет иметь составляющую, параллельную уклону. Боковые течения внутри снежного покрова наблюдались Вакахамой [119]. На рис. 9.12 а по-

казано, что боковая составляющая служит причиной перераспределения течения, так что в поперечнике AB горизонтальный поток уменьшается, а в поперечнике CD — увеличивается.

Если $p_2 < p_1$, горизонт будет ускорять прохождение фронта увлажнения, так как верхний слой будет более сухим по сравнению

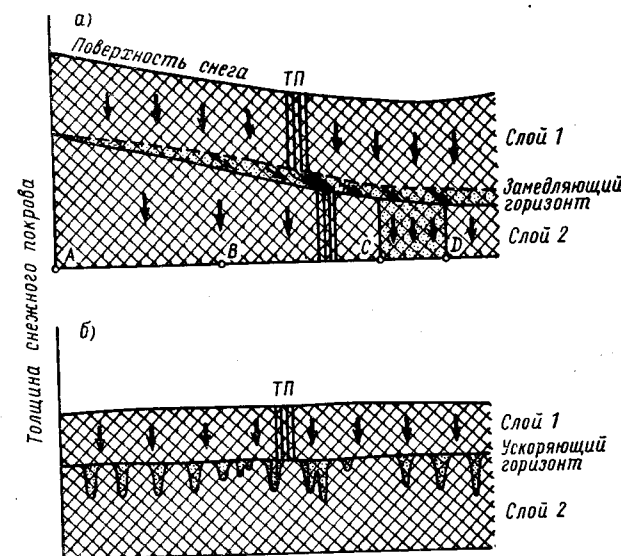


Рис. 9.12. Влияние горизонтов на движение воды в слоистом снежном покрове [120].

с непосредственно соседствующим с рассматриваемым горизонтом. Ванкевич [120] допустил, что фронт увлажнения на этом горизонте становится неустойчивым, и в нижнем слое наблюдаются пальцеобразные внедрения (рис. 9.12 б). Об очевидности этого явления, упоминаемого Ванкевичем, говорит также де Врие [33]. Ванкевич [120] изучил влияние ледяных слоев на течение, относя их к составным горизонтам; он показал примерный характер течения, возникающего в снежном покрове при различных комбинациях мелко- и крупнозернистого снега.

Аналитическая обработка результатов измерений течения воды сквозь снег находится в начальной стадии. Лэнгхэм [72] проанализировал течение в дренажном канале на плоском непроницаемом ледяном склоне, а Колбек [22] изучил наклонный ледяной слой, в котором с равными интервалами были сделаны отверстия, или дрены. Колбек также допустил, что снежный покров со множеством прерывистых слоев является изотропной гомогенной средой, и для расчета компоненты течения применил тензор проницаемости.

ИНФИЛЬТРАЦИЯ И ПЕРЕНОС ВОДЫ В ПОЧВУ

Процесс инфильтрации регулирует, в частности, скорость и количество талых вод, поступающих в грунт. Инфильтрационные воды, образующиеся вследствие таяния снега, являются важным водным ресурсом, так как они не только вносят свою долю в пополнение почвенной влаги и подземных вод, которые могут использоваться для орошения бытового потребления и других нужд, но также сокращают поверхностный сток, уменьшая его пики. Процессы инфильтрации имеют сложный характер, так как испытывают воздействие скорости поверхностного таяния, движения талых вод сквозь снег, высвобождения воды снежным покровом, термического режима и физических свойств почвы, регулирующих перенос воды. Физика инфильтрации и движения воды как в насыщенных, так и в ненасыщенных почвах служит объектом интенсивных исследований. Поскольку имеется огромное количество работ, посвященных этой проблеме, здесь она рассматриваться не будет. При определенных условиях в период снеготаяния грунт промерзает; в отличие от процессов в незамерзающих почвах поступление и перенос воды в промерзших почвах практически не изучены. В результате при выполнении проектных расчетов для определения инфильтрационных потерь или поступлений приходится прибегать к общим эмпирическим зависимостям (например, рассматривать отношение общего объема стока к снегозапасам). Ясно, что основными факторами, влияющими на характеристики переноса воды в мерзлых почвах, являются отрицательные температуры почвы, а также заполненные льдом поры; и то, и другое может препятствовать движению воды. Например, талые воды, попадая в почву, могут замерзнуть снова и образовывать слои, препятствующие движению воды.

Механизм переноса воды в системе замерзшая почва—вода, сопровождаемый фазовыми превращениями, усложняется одновременным переносом тепла и воды; последний осуществляется как в жидкой, так и в газовой фазах. Многие исследователи [34, 44, 63, 66, 68] изучали движение воды из теплых зон в холодные в период замерзания перенасыщенных почв. Установлено, что вода движется из незамерзших зон в замерзшие под воздействием разности давлений, вызываемых градиентом температуры, а также локальным градиентом давления, возникающего в процессе замерзания. Диффузия водяного пара также может происходить из-за того, что парциальное давление в незамерзшей зоне больше, чем в замерзшей.

Предложено несколько моделей, описывающих перенос тепла и массы в ненасыщенных системах вода—почва в периоды замерзания и оттаивания [14, 59, 60, 69]. Все эти модели требуют решения систем уравнений переноса тепла и влаги.

Уравнение переноса тепла, или энергетическое уравнение, в общем виде записывается следующим образом:

$$\partial [k(z, T, t) \partial T / \partial z] / \partial z - C_l \rho_l [\partial (V_z T) / \partial z] = \partial (\bar{C}_p T) / \partial t, \quad (9.56)$$

где z — действительная высота напора, T — температура, k — теплопроводность, t — время, C_l — удельная теплоемкость воды, ρ_l — плотность воды, V_z — скорость течения в направлении z , C_p — истинная объемная удельная теплоемкость. Решение уравнения (9.56) предполагает, что почвенная масса не деформируется. Это уравнение включает члены, выражающие перенос тепла вследствие теплопроводности вертикального движения жидкой воды, но исключает перенос тепла движением водяного пара. Истинная объемная удельная теплоемкость, которая связана с выделением удельной теплоты плавления L при замерзании почвенных вод может быть определена из следующего уравнения:

$$\bar{C}_p = \sum_{i=1}^n (C_p)_i \varphi_i - L \rho_s \partial \theta_s / \partial T, \quad (9.57)$$

где $(C_p)_i$ — объемная удельная теплоемкость i -й составляющей, φ_i — объемная фракция i -й составляющей, ρ_s — плотность льда, θ — доля объема льда.

Перенос влаги, который происходит в результате изменений содержания воды и льда в объеме почвы, описывается уравнением

$$\partial [k(z, T, \psi) \partial \varphi / \partial z] / \partial z = \partial \theta_w / \partial t + (\rho_s / \rho_l) \partial \theta_s / \partial t, \quad (9.58)$$

где k — гидравлическая проводимость почвы, ψ — потенциальное всасывание почвы, φ — потенциальная суммарная почвенная влага, так что $\varphi = \psi + z$, а θ_w — объемная фракция жидкой воды. В этом выражении допускается, что все процессы представляют собой однозначные функции (явление гистерезиса в расчет не принимается). Джейм [66], представивший численное решение уравнений (9.56) — (9.58) применил метод конечных разностей, используя схему Кранка—Николсона. Сопоставление смоделированных и измеренных (в лаборатории) профилей температуры и влажности показывает их сходство. В большинстве экспериментов, выполненных до сих пор для проверки различных моделей тепло- и массопереноса, проводились лабораторные исследования небольших колонок гомогенных изотропных почв, подвергавшихся воздействию отрицательных температур. Однако при экспериментальной проверке моделей возникают проблемы в связи с оценкой термических и гидравлических свойств почвы.

Анализы и измерения инфильтрации талых вод в замерзшие почвы, проведенные *in situ* в широких масштабах, практически неизвестны. Несколько опубликованных результатов ясно показывают, что кривые инфильтрации (изменение скорости инфильтрации со временем) могут принимать самые разные формы в за-

висимости прежде всего от влажности и температуры замерзшей почвы, а также от скорости снеготаяния. Например, в советской литературе приводятся четыре типа кривых инфильтрации в замерзших почвах (рис. 9.13). Кривая 1 характерна для замерзших насыщенных почв или для случая, когда в период таяния на поверхности образуется непроницаемый ледяной слой. Скорость поступления воды очень мала, а коэффициент стока высок. Кривая 2 получена для замерзшей почвы с высоким содержанием влаги

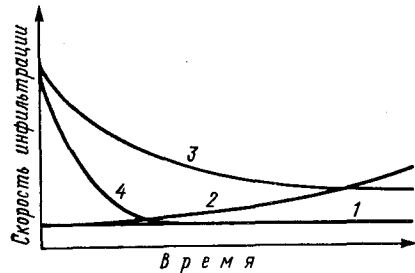


Рис. 9.13. Схематическая диаграмма изменения скорости инфильтрации замерзших почв во времени [55]. (Copyright © 1970, Canadian National Committee for the International Hydrological Decade; перепечатывается с разрешения National Research Council of Canada.)

(70—80 %). Некоторая часть талых вод способна проникать в почву и таким образом переносить тепло, способствуя таянию заполненных льдом пор. Постепенно, с прогреванием почвы и оттаиванием пор, скорость инфильтрации в почве может увеличиваться в 6—8 раз по сравнению с начальной [1]. В конечном счете скорость поглощения уменьшается вследствие высокой влажности почвы. Кривая 3 характеризует скорость инфильтрации в замерзшую почву с низким содержанием влаги при температуре около или выше 0 °C. Льдом в такой почве заполнены лишь мелкие поры; при просачивании воды вниз они быстро оттаивают. Инфильтрация протекает так же, как в незамерзшей почве при нормальных условиях. Кривая 4 построена по данным для замерзшей почвы при низкой влажности и температуре значительно ниже 0 °C в период снеготаяния. Вода, поступающая в почву, замерзает в порах и движение ее приостанавливается.

Рис. 9.14—9.17 представлены здесь, чтобы подчеркнуть широкое разнообразие характеристик почвенных вод при разных режимах снеготаяния и различных видах землепользования. Эти данные получены по точечным измерениям влажности почвы, проведенным с помощью системы двойных гамма-проб. Тарировка приборов показывает, что ожидаемая инструментальная ошибка при измерении инфильтрации может изменяться от 1 до 4 %.

Изменения количества почвенной влаги на участке, покрытом стерней пшеницы, в период таяния и после него, показаны на рис. 9.14; кривые массы просачивающейся воды и изменений толщины снега во времени приведены на рис. 9.15. Эти данные полу-

Рис. 9.14. Изменения влажности почвы на площадке, занятой стерней пшеницы, в 1978 г. в период снеготаяния (а) и после него (б) с 20 февраля до марта—апреля.

1 — до 20 марта (16 мм), 2 — до 27 марта (44 мм), 3 — до 28 марта (58 мм), 4 — до 30 марта (104 мм), 5 — до 10 апреля (93 мм), 6 — до 19 апреля (86 мм); водный эквивалент снежного покрова составлял 157 мм; за рассматриваемый период выпало 3,4 мм осадков 1 апреля, 5,8 мм 5 апреля и 8,8 мм 11 апреля.

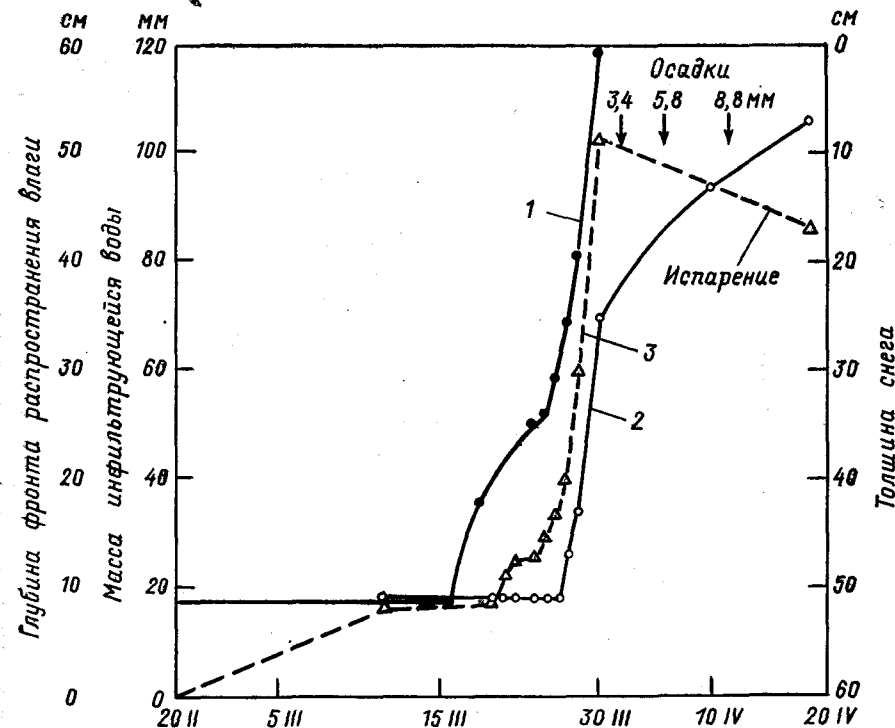
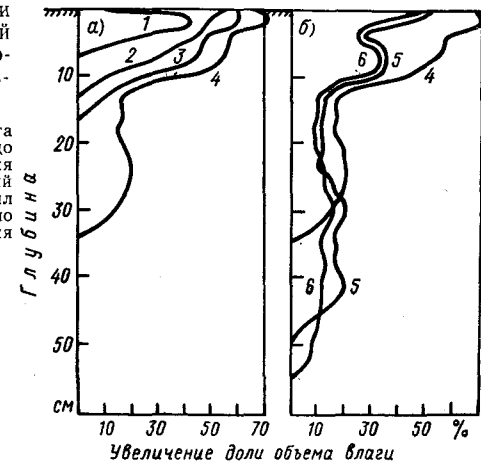


Рис. 9.15. Абляция, инфильтрация и продвижение фронта распространения влаги на участке, занятом стерней пшеницы, 1978 г.

1 — толщина снежного покрова, 2 — фронт распространения влаги, 3 — инфильтрация; средняя толщина первоначального снежного покрова составляла 49,2 см, средняя плотность — 319 кг/м³, средний снегозапас 157,4 мм.

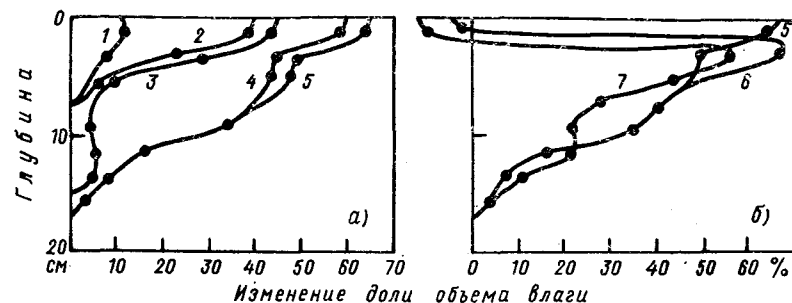


Рис. 9.16. Изменение влажности почвы на площадке, занятой летним паром, в 1979 г. в период снеготаяния (а) и после него (б), с 7 марта до апреля. 1 — до 16 марта (5 мм), 2 — до 21 марта (14,4 мм), 3 — до 8 апреля (19,5 мм), 4 — до 15 апреля (52,5 мм), 5 — до 18 апреля (53 мм), 6 — до 20 апреля (45 мм), 7 — до 26 апреля (20 мм); водный эквивалент снежного покрова составлял 117,5 мм.

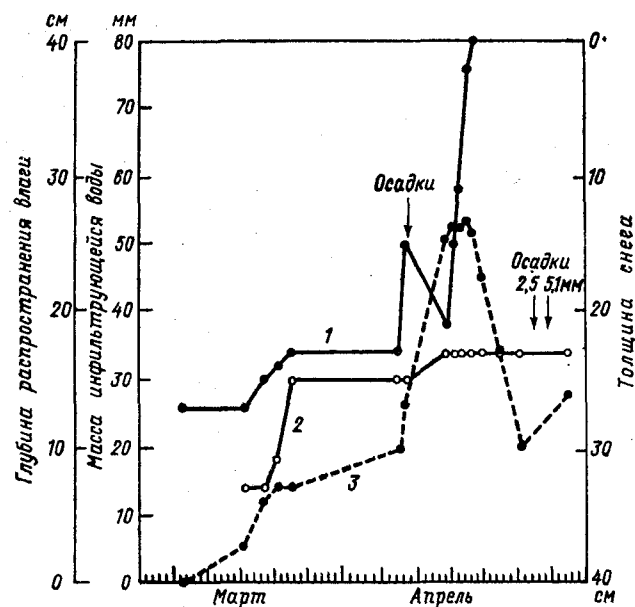


Рис. 9.17. Абляция, инфильтрация и продвижение фронта распространения влаги на участке, занятом летним паром, 1979 г. 1 — толщина снежного покрова, 2 — фронт распространения влаги, 3 — инфильтрация; средняя толщина первоначального снежного покрова составляла 26,5 см, средняя плотность — 443 кг/м³, средний снегозапас — 117,5 мм.

чены весной 1978 г. на площадке, где происходило непрерывное таяние в период с 19 по 30 марта. В это время наблюдалось упорядоченное развитие профилей влажности почвы. После окончания таяния в верхних слоях отмечалось понижение содержания влаги в результате ее испарения и движения вниз. Через 20 сут после того, как снежный покров полностью исчез, фронт распространения влаги продвинулся на глубину всего 53 см. Содержание почвенной влаги на площадке изменилось примерно на 54 % первоначального водного эквивалента. Скорость инфильтрации в период абляции менялась от 4 до 22,6 мм/сут, причем наиболее высокие скорости наблюдались ближе к концу периода таяния. Интересно, что высокая скорость инфильтрации, обусловленная высокими скоростями таяния, течения внутри снежного покрова и протавивания почвы, контрастируют с небольшими скоростями поступления подпруженных вод в незамерзшую почву. Таким образом, кривая инфильтрации в период абляции имеет вогнутую форму, тогда как кривая поступления подпруженных вод в незамерзшую почву в общем выпуклая.

На рис. 9.16 и 9.17 приведены профили влажности почвы и кривые инфильтрации для площадки, занятой летним паром, за 1979 г. Снежный покров таял с перерывами с 16 марта по 18 апреля, причем с 15 по 18 апреля наблюдалась быстрая абляция. Из полученных результатов нужно отметить следующие.

1. Инфильтрация талых вод в ранние стадии периода снеготаяния с 16 по 21 марта происходила в поверхностном слое почвы до глубины 15 см. К 21 марта количество инфильтрационных вод составило 14,4 мм. Скорость инфильтрации в этот период составляла 1,2—2,1 мм/сут. Температура почвы изменялась от $-8,6$ до $-4,5$ °C (на глубине 10 см);

2. С 8 по 15 апреля наблюдалась серия ливневого снега и дождя, что вызвало увеличение толщины снежного покрова примерно на 6 см и рост скорости инфильтрации и количества инфильтрационных вод. Все инфильтрационные воды (24,2 мм) за этот период были задержаны в верхнем слое почвы (0—16 см). Средняя скорость инфильтрации составила около 6 мм/сут, температура почвы на глубине 10 см повысилась от $-5,8$ до $+0,4$ °C. Эти наблюдения говорят о том, что ощутимая часть таяния была обусловлена конденсацией и адвекцией.

3. К тому времени, когда снежный покров полностью исчез, фронт распространения влаги подвинулся до глубины около 16,5 см, где температура почвы составляла $-0,8$ °C.

Данные, приведенные на рисунках, согласуются с материалами, полученными в другие годы. Существенная аномалия характеристик инфильтрации может наблюдаться, если в период таяния почва существенно трещиновата из-за летнего иссушения и последующего замерзания. При таких условиях скорость поступления воды регулируется прежде всего скоростью таяния, так как вода

легко проникает до дна трещин. В канадских прериях на сильно трещиноватых тяжелых глинистых почвах, засеянных ячменем, скорость поступления влаги составляла 33 мм/сут.

Ввиду сложности процессов инфильтрации—таяния и отсутствия данных о скоростях инфильтрации в оперативной практике принято относить общие потери снежного покрова (в водном эквиваленте) за счет испарения, накопления и инфильтрации. Коэффициент объемных потерь, обычно рассчитываемый как отношение разности значений первоначального снегозапаса и измеренного речного стока к первоначальному снегозапасу, может определяться для суточных, месячных и сезонных периодов. Чаще всего пользуются сезонными значениями. Использование постоянного коэффициента для определения средней скорости потери для коротких периодов времени может привести к существенным ошибкам в оценках. Это происходит потому, что суточные потери не зависят от скорости таяния, если только они не превышают последнюю. Можно также использовать сезонные значения для оценки потерь за более короткие периоды; в этом случае значения суточных изменений снегозапаса умножаются на коэффициент потерь (часто пользуются также значениями толщины снежного покрова, так как ее легко измерить). На рис. 9.15 показано, что при отсутствии накопления воды, когда таяние идет непрерывно, а поступлению воды в почву и перемещению ее внутри почвы не мешают ледяные линзы изменения толщины снежного покрова могут быть количественными показателями суточных значений инфильтрации и суммарного испарения. Скорость изменения толщины снежного покрова примерно указывает на скорость инфильтрации. Напротив, на ранней стадии таяния (16—26 марта) формы кривых толщины снежного покрова и инфильтрации совершенно различны. Это может быть следствием суточной цикличности таяния и накопления талых вод в снежном покрове. Проще говоря, когда в почве формируются непроницаемые ледяные линзы и происходит таяние, вызванное дождем, связь между изменениями толщины снежного покрова и инфильтрацией весьма слаба.

Сходные проблемы возникают, когда предполагается, что определенная часть притока тепла расходуется на таяние и, следовательно, на инфильтрацию. Это допущение связано с использованием индексов температуры для оценки снеготаяния (см. следующие параграфы). Наблюдаемая аномалия заключается в том, что при низких скоростях таяния все талые воды могут просачиваться, и сток в этом случае практически отсутствует. Более того, было бы неправильно считать, что скорость инфильтрации увеличивается с увеличением скорости таяния.

Если учесть тот факт, что потери талых вод из стока обусловлены всеми факторами, оказывающими влияние на сток, а именно: поглощением воды снежным покровом, поверхностными и подпочвенными течениями и, кроме того, характером распространения

Таблица 9.5
Сезонные значения коэффициентов κ и объемных потерь

Ландшафт	Район	κ	Примечания
Холмистая местность, озерные и ледниковые отложения; суглинок, иловатая глина; летние пары, зерновые культуры	Канадские прерии	0,33	Водосбор, поверхностные водозапасы включены
Холмистая равнина, озерные и ледниковые отложения; суглинок, иловатая глина	Канадские прерии	0,60 0,75—0,90	Небольшие участки, поверхностные водозапасы незначительны
летние пары стерня пшеницы		0,66	Единичное измерение, только инфильтрация
летние пары		0,40	Единичное измерение, только инфильтрация, присутствуют линзы льда
Разнообразный рельеф, склоны 14—49°, песчаные почвы, пастбище	Штат Вермонт, США	Среднее 0,53	Небольшие участки, плотные мерзлые слои в верхнем 3-см почвенном горизонте [37]

снежного покрова на местности,—становится понятным, что коэффициенты объемных потерь характеризуются большим разнообразием. В табл. 9.5 приводятся типичные сезонные значения коэффициента, определенные для разных ландшафтов.

ОПЕРАТИВНЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ СТОКА СНЕЖНОГО ПОКРОВА. НЕКОТОРЫЕ ОБЩЕПРИНЯТЫЕ СПОСОБЫ

Введение

На обширной территории северного полушария сток, продуцируемый тающим снегом, вносит значительную долю в годовой водный баланс и весеннее половодье. Множество учреждений вовлечено в активные исследования, связанные с прогнозом снеготаяния, включающим время начала таяния, скорость, а также объем высвобождающейся воды и величину снеговых паводков. В прогностических целях разработано большое количество методов, каждый из которых основан на использовании эмпирических

формул и различных аппроксимаций для описания процессов таяния, переноса воды и стока. Обычно прогнозы требуются для обширных территорий с разнообразными характеристиками снежного покрова, рельефа, растительности и климата и где редка сеть гидрометеорологических станций.

Непосредственное применение феноменологического подхода к процессам снеготаяния в оперативных целях невозможно. Во-первых, методы описания процессов снеготаяния на пространственной основе — а именно это необходимо для любого прогноза — находятся в начальной стадии развития. Во-вторых, прогнозистам приходится работать с минимумом данных, чаще всего с данными о температуре воздуха и снежных осадках, или с результатами наблюдений, проведенных на обширных территориях. В-третьих, большинство прогнозов являются краткосрочными; например, прогнозы паводка обычно даются на каждые 6 ч или сутки, если не чаще, и, как правило, непрактично получать входные данные на такие интервалы.

При использовании оперативных методов прогноза, описанных в литературе, применяется широкий набор аппроксимаций, зависящих от срока прогноза (долго- и краткосрочный), имеющихся данных и финансовых возможностей, а также от характеристик моделируемых водосборов. При разработке любой прогностической модели речного стока делаются попытки учесть чистый эффект воздействия каждого из факторов на талые воды с того времени, как вода появляется на поверхности снега, до того момента, когда она достигает определенной точки русла реки (например, гидрометрической станции). Во время движения талых вод с поверхности снега в грунт, по поверхности грунта или сквозь его толщу, а также в пределах определенного русла они проходят через несколько стадий со специфическими режимами. Описать каждый из этих режимов отдельно в оперативных прогнозах бывает крайне затруднительно. Поэтому на практике обычно группируют отдельные процессы и описывают их единым математическим выражением или коэффициентом.

Снеготаяние и перенос воды через снежный покров

Для оценки составляющей речного стока, обусловленной таянием снега, разработаны разные методики. Все они характеризуются некоторыми общими особенностями, так как опыт показывает, что оценки количества талых вод, попадающих в русло реки, и времени, за которое этот процесс происходит, зависят от сравнительно небольшого числа факторов. К наиболее важным факторам относятся: 1) количество энергии, необходимое для таяния снега и имеющееся на данной территории; 2) пространственное распределение тающего снежного покрова; 3) влияние водозапаса

на движение талых вод во время их переноса от поверхности снега в русло реки.

Методы оценки теплового потока в снеге

В большинстве оперативных методов прогноза снеготаяния в качестве показателя теплового потока используется температура воздуха. Это обусловлено двумя причинами. Во-первых, оценки по методам, использующим температурный индекс, часто сопоставимы с теми, которые дает детальный расчет различных компонент теплового баланса [8, 118], особенно когда имеют место неточности в прогнозе погоды.

Обзор литературы показывает, что не существует единого, применимого во всех случаях, температурного индекса снеготаяния. Каждый индекс может использоваться для специфического бассейна и определенных географических условий. Его значение зависит от преобладающих метеорологических условий (ясно, облачно, дождь) и времени года. Такое разнообразие не удивительно, если принять во внимание, что температура воздуха является только одним из факторов, влияющих на скорость таяния, а другие факторы, такие, как скорость ветра, влажность и альbedo снежной поверхности, непосредственно с температурой воздуха не связаны.

В общем температура воздуха служит хорошим показателем энергии снеготаяния на территориях, покрытых густой лесной растительностью. В этом случае обмен длинноволновой радиацией между растительным покровом и поверхностью снега, который является функцией разности температур между этими двумя поверхностями, — самая важная составляющая теплового баланса. Измерения показывают, что температуры воздуха и растительного покрова тесно связаны. Напротив, для открытых пространств температура воздуха не является таким надежным показателем, потому что коротковолновая радиация и потоки турбулентного тепла существенно зависят от условий погоды.

При сравнении разных индексов снеготаяния необходимо проанализировать данные, которые использовались для их получения. Индексы, используемые для оценки теплового потока на поверхность раздела снег—воздух, могут быть применимы либо для открытых территорий, либо для территорий, покрытых растительностью; некоторые из них могут применяться только при ясной погоде, другие — в дождливые периоды. Кроме того, важно различать индексы, применимые для пункта, от индексов, применимых для обширных территорий.

Простейшее и наиболее часто применяемое выражение, связывающее снеготаяние с температурой, имеет следующий вид:

$$M = M_f (T_i - T_b), \quad (9.59)$$

где M — скорость таяния (см/сут), M_f — температурный коэффициент таяния (см/(°C·сут), T_i — индекс температуры воздуха (чаще всего используется максимальная или средняя суточная температура), T_b — базовая температура (обычно 0°C).

Йошида [124] дал детальный разбор одного показателя, численного в результате измерений снеготаяния на пяти станциях в бассейне реки Тадами (Япония). Были четко выявлены условия, которые влияют на температурный коэффициент таяния M_f . В этом исследовании за T_i была принята средняя температура той части суток, когда она превышала 0°C. Установлено, что значения M_f колеблются в пределах 4—8 мм/(°C·сут) в зависимости от расположения станции, времени года и метеорологических условий. Значение M_f может значительно меняться в зависимости от открытости места для солнечной радиации. Уменьшение коротковолновой радиации на 20 % вызывает соответствующее уменьшение M_f на 1 мм/(°C·сут). Значения M_f меняются также от года к году; часто такое изменение может составлять 1,5 мм/(°C·сут). В методике Йошиды наличие облачности учитывалось введением поправки в индекс температуры воздуха; в дни со сплошной облачностью значение T_i уменьшалось примерно на 0,8°C.

Для определения основных переменных, влияющих на температурный коэффициент таяния, в работе [42] предложили уравнение

$$M_f = k_m k_v R_I (1 - A), \quad (9.60)$$

где k_m — константа (для горных районов $k_m \approx 0,4$), k_v — коэффициент поглощения радиации, R_I — индекс солнечной радиации, A — альбедо снега. Изменение альбедо во времени t (сут) описывается выражением

$$A = 0,4 [1 + \exp(-k_e t)], \quad (9.61)$$

где k_e — временная константа (~ 2 сут⁻¹). Предполагается, что выпадение свежего снега увеличивает значение альбедо до 0,8, тогда как дождь уменьшает его до 0,4. Это уравнение справедливо для мощного снежного покрова горных районов, но, как ясно показано на рис. 9.6, неприменимо для маломощного покрова прерий.

Выражение для коэффициента поглощения солнечной радиации имеет вид

$$k_v = \exp(-4C_v), \quad (9.62)$$

где C_v — плотность растительного покрова (десятичная дробь).

Величина R_I в уравнении (9.60) представляет собой отношение радиации, полученной наклонной поверхностью, к радиации, полученной горизонтальной поверхностью на той же широте в то же время года. При расчетах значения R_I влиянием атмосферы на передачу радиации пренебрегают, так что R_I является функцией угла между нормалью к поверхности и направлением солнечных

лучей. Изменение R_I в течение года для разных широт, наклонов поверхности и экспозиции приведено на рис. 9.3.

Коэффициент снеготаяния для периодов дождей M_f' рассчитывается с помощью следующего выражения:

$$M_f' = M_f + 0,00126P, \quad (9.63)$$

где P — количество жидких осадков (мм).

Сезонные изменения коэффициента снеготаяния хорошо иллюстрируются результатами исследований, проведенных Андерсеном [8]. Он рассчитал индекс для сухих периодов, принимая T_i равным средней температуре, подсчитанной за 6-часовые интервалы, а T_b равным 0°C. Для расчета T_i по максимальным и минимальным суточным температурам, наблюдавшимся на станциях, применялись эмпирические формулы. Предполагается, что изменение коэффициента снеготаяния по сезонам описывается синусоидальной функцией, причем максимальные и минимальные значения наблюдаются соответственно 21 июня и 21 декабря. Максимальные значения M_f в 2—12 раз превышают его минимальное значение, что в большой степени зависит от площади лесного покрова в бассейне; установлено, что значения M_f колеблются от 1,32 до 3,66 мм/(°C·сут). Методика Андерсена дает наилучшие результаты для водосборов, где снеготаяние происходит не только весной, но наблюдается также в течение всей зимы.

Другие исследователи [117] указывают на то, что применение коэффициентов снеготаяния, полученных лишь в одной точке в течение одного сезона снеготаяния, для определения снеготаяния во всем бассейне не всегда оказывается успешным. Более репрезентативны оценки коэффициента снеготаяния в бассейне, полученные в результате анализа данных по нескольким точкам в течение нескольких лет. При таком подходе за индекс температуры воздуха T_i может быть принята средняя между максимальной и минимальной суточными температурами или максимальная суточная температура. Базовая температура обычно принимается за 0°C. Точечные индексы определяются на основании изменений измеренного снеготаяния. Среднее значение M_f , определенное по результатам множества снегомерных работ, составляет 1,74 мм/(°C·сут) (для точечного коэффициента), причем за T_i принималась максимальная суточная температура. Однако это значение в общем лишено смысла, так как было установлено, что отдельные значения для каждого года и пункта меняются в очень широких пределах. Например, значения M_f на площадках южной ориентации могут быть вдвое больше тех, которые получены на соседних площадках. Более того, среднее значение коэффициента, рассчитанное по всем станциям для каждого изученного водосбора, дает более высокую скорость снеготаяния, чем это получается при расчетах по измеренному стоку. Подобный

результат объясняется тем, что измерения проводились на площадках, расположенных на открытых территориях, которые не были репрезентативными для бассейнов, покрытых лесами. Часто посредством изменения базовой температуры T_b вносится поправка в индексы и тем самым учитываются различия таяния на залесенной и открытой территориях. Например, в Лаборатории по изучению и освоению холодных районов Корпуса инженеров Армии США установлено, что значения T_b , равные $-2,8$ и $5,6^\circ\text{C}$, могут характеризовать соответственно залесенные и открытые территории при условии, что за T_i принята максимальная суточная температура, а значение коэффициента снеготаяния равно $1,83 \text{ мм}/(^\circ\text{C}\cdot\text{сут})$.

Оценка индекса репрезентативного бассейна должна быть получена на основе полного водного баланса, в котором выделяются все поступления (осадки) и потери (суммарное испарение, инфильтрация и увлажнение почвы), а также составляющие стока (поверхностный сток, грунтовые воды). Кроме того, при расчетах следует учитывать покрытую снегом поверхность.

В тех случаях, когда можно допустить, что дефицит влажности почвы и другие компоненты баланса или пренебрежимо малы, или незначительны в течение начального периода таяния, а потери на инфильтрацию малы, значение коэффициента снеготаяния приближается к значению коэффициента стока талых вод. С 1972 по 1976 г. проводились исследования на девяти небольших водосборах (от 1200 до 53 560 м^2) в юго-восточной части Саскачевана, причем характер местности водосборов и тип землепользования существенно различались [43]. Установлено, что суммарный суточный сток на единицу покрытой снегом площади прямо пропорционален произведению площади той части бассейна, которая покрывается снегом, и количеству градусо-дней (дни с $T > 0^\circ\text{C}$), т. е.

$$\sum_{i=1}^n Q_i/D = M_Q \sum_{i=1}^n (A_i/D) T_i, \quad (9.64)$$

где Q_i — средний суточный сток на i -й день (мм); D — площадь водосбора (м^2); M_Q — коэффициент стока талых вод ($\text{мм}/(^\circ\text{C} \times \text{сут})$); A_i — средняя площадь водосбора, покрытая снегом на i -й день; T_i — средняя суточная температура ($> 0^\circ\text{C}$) на i -й день ($^\circ\text{C}$); n — число дней со стоком.

Было установлено, что влияние типа землепользования и характера местности (в меньшей степени) весьма значительно. Были рассчитаны значения M_Q для стерни, пастбища и летних паров, составившие соответственно 0,214, 0,255, 0,820 $\text{мм}/(^\circ\text{C}\cdot\text{сут})$. В работах других исследователей [117] представлены скорости для залесенных бассейнов с мощным снежным покровом, которые колеблются от 1,7 до 4,07 в апреле и от 1,93 до 4,57 $\text{мм}/(^\circ\text{C}\cdot\text{сут})$ в мае. Средние скорости стока, приведенные в работе [43], со-

ставили 3,90 для стерни, 4,78 для пастбища и 10,96 для паров; максимальные значения за 5-летний период равнялись соответственно 5,04; 6,50 и 18,62.

Результаты, представленные в предыдущих параграфах, показывают, что коэффициент стока талых вод существенно изменяется в течение года и зависит от климатических условий и растительного покрова. Несмотря на эти отклонения предполагается, что при определенных условиях (например, несплошном снежном покрове) методы с использованием индекса температуры дают возможность прогнозировать объем стока на основании имеющейся характеристики покрытой снегом территории. Экстраполяция индексов в пределах местных почвенных зон также представляется возможной, если методика учитывает особенности местности и характер землепользования.

Однако не рекомендуется использовать индекс температуры для прогнозирования максимальной скорости снеготаяния за кратковременные интервалы, что может потребоваться для расчета максимального паводка. Для этой цели гораздо лучше рассмотреть процессы энергообмена с тем, чтобы выявить такое сочетание факторов, которое обеспечивает максимальную скорость таяния.

Пространственное распределение снежного покрова

При использовании уравнения теплового баланса для определения снеготаяния с водосбора необходимо установить размеры покрытых снегом поверхностей, где происходит теплообмен, и долю каждой поверхности в общем таянии. Расположение этих поверхностей, их характеристики, которые влияют на время таяния и перехода талых вод в русло потока, определяют форму гидрографа талых вод. Установлено, что общая площадь снежного покрова служит надежным показателем для улучшения прогнозирования стока, выполняемого в оперативных целях. Эта площадь, а также толщина и плотность снега определяют объем снеготаяния в водосборе. Поскольку для гидрологического моделирования и прогнозов речного стока очень важно установить площадь снежного покрова, определение ее было целью многочисленных исследований. Для установления площадей, покрытых снегом, использовались данные, полученные со спутников, а также с помощью других дистанционных методов.

Миллер [93], а также Фоллиотт и Хансен [45] сообщали, что в горных районах стаивание снежного покрова может быть выражено как функция снегового стока. Лиф [75] представил детальную информацию о методике установления этой зависимости по аэрофотоснимкам и данным по стоку. Он обнаружил, что корреляции, полученные по данным за несколько лет между стоком и площадью снежного покрова, отражают также воздействие на суммарный годовой сток следующих факторов: стаивания снежного

покрова, запасов подземных вод, испарения и потерь на поверхностные водозапасы и в меньшей степени общих снегозапасов. Лиф [75] предположил, что влияние этих факторов может изучаться путем сопоставления контрольных кривых, полученных в результате нанесения на график как измеренных, так и рассчитанных значений талого стока наряду со значениями площадей

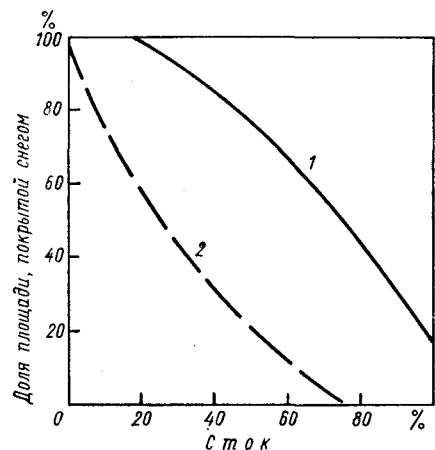


Рис. 9.18. Истощение снежного покрова как функция талого стока [75].

1 — результаты расчета, 2 — фактические данные.

снежного покрова. Расчетные значения стока были получены в результате анализа измеренных гидрографов; эти значения представляют собой количество талых вод, являющихся составляющей речного стока, или наблюдаемый сток с поправкой на транзитные водозапасы на поверхности, в грунтах и в руслах рек.

Распространение снежного покрова определяется его площадью на единицу площади водосбора, районированного в соответствии с высотой, ориентацией, уклоном и растительностью. На рис. 9.18 показаны кривые, полученные в результате такой схематизации. Различие между двумя кривыми при данной доле покрытия поверхности снегом отражает влияние аккумуляции воды. Лиф [75] обнаружил, что характер аккумуляции поверхностных и подземных вод, а также вод в русле потока на данном водосборе меняется от года к году незначительно, хотя наблюдаемые и расчетные значения стока, полученные в разные годы, меняются относительно их контрольных кривых. Этот разброс относят за счет межгодовых различий начального снегозапаса, расхода почвенной влаги и метеорологических условий в период таяния. Однажды установленные контрольные кривые могут быть использованы для

того, чтобы синтезировать течение или упростить прогнозирование остаточного объема.

Другой способ определения площади снежного покрова предложен Андерсеном [8]. Он связывает площадь снежного покрова и отношение среднего снегозапаса к индексу значения A_i , который меньше максимального снегозапаса на поверхности с начала снегонакопления или среднего снегозапаса на поверхности, полностью покрытой снегом. Типичная кривая истощения показана на рис. 9.19. Когда снег выпадает на поверхность, частично свободную от снега, эта поверхность в течение некоторого времени продолжает оставаться полностью покрытой снегом, прежде чем восстановится то процентное соотношение, которое имело место до снегопада. Андерсен предложил использовать в таком случае выражение

$$W = W_1 + 0,75S, \quad (9.65)$$

где W — снегозапасы бассейна, который временно покрыт снегом на 100 % (мм), W_1 — снегозапасы на территории непосредственно перед выпадением снега (мм), S — водный эквивалент свежевыпавшего снега (мм). Уравнение (9.65) основывается на допущении, что вся рассматриваемая площадь покрыта снежным покровом (100 %) до тех пор, пока количество талых вод равно 25 % водного эквивалента свежевыпавшего снега. Андерсен установил, что значение (25 %) изменяется от района к району, хотя влияние подобных изменений на последующий сток невелико, так что более трудоемкий подход в этом случае не оправдан.

Другая методика подсчета площади снежного покрова применена в работе [99] при модельных исследованиях стока талых вод на реке Фрейзер в Британской Колумбии. Согласно этой методике допускается, что площадь снежного покрова в определенное время прямо пропорциональна площади, покрытой снегом в начале периода таяния, и отношению расчетного стока к суммарному сезонному стоку.

Другой подход к определению покрытой снегом площади предложен в работе американских исследователей [118]. Площадь снежного покрова подсчитывается посредством деления бассейна на полосы равной высоты и подсчета снегонакопления и таяния в пределах каждой полосы. Имеется в виду, что накопившийся снег покрывает полосу целиком; любая полоса должна быть либо целиком свободной от снега, либо полностью покрытой им. С увеличением числа полос распространение снежного покрова по площади может быть смоделировано с большой точностью, однако расчет при этом становится более трудоемким.

Оперативные методики, описанные в настоящем параграфе, разработаны для высокогорных районов, для которых экспериментально установлена однозначная площадная кривая истощения. На низменностях, например в прериях, землепользование и

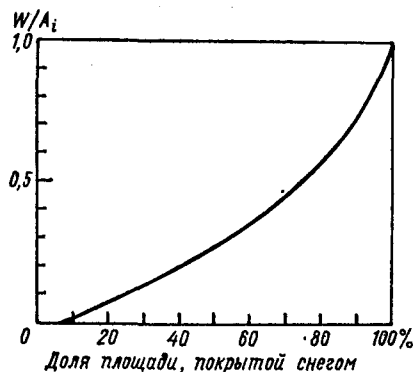


Рис. 9.19. Пространственное истощение снежного покрова [8].

сельскохозяйственная практика могут оказывать существенное влияние на поверхностный сток, так что площадные кривые истощения могут сильно меняться от года к году. Возможно, что кривые альбедо, представленные О'Нейлом и Греем [96] (см. рис. 9.6), представляют собой приемлемую аппроксимацию площадного истощения снежного покрова в прериях, хотя прямого подтверждения этому пока еще не получено.

Распределение стока во времени

Форма гидрографа стока талых вод обусловлена суммарным воздействием многих факторов, влияющих на таяние, перенос и аккумуляцию талых вод, продуцируемых на поверхности снежного покрова в точке измерения. Замедление и затухание стока из-за аккумуляции воды в снегу, грунтах и руслах — это основные гидрологические явления. Общее время, необходимое для достижения талыми водами определенного места, складывается из времени, требующегося воде, чтобы пройти сквозь снежный покров на поверхность грунта, по поверхности грунта, в наземном и подземном потоке до русла реки и по руслу до точки измерения. На каждой стадии течения происходит аккумуляция воды, что влияет на время прохождения. Если рассматривать время существования и величину максимального расхода с крупного водосбора, то аккумуляция в руслах потоков — это в общем наиболее важный фактор. Напротив, на небольших водосборах решающим фактором может стать время прохождения воды сквозь снежный покров, а также течения по поверхности грунта и внутри него. Для исследований долгосрочного стока подпорных вод самой важной может быть грунтовая составляющая.

Снежный покров оказывает заметное влияние на все процессы стока. Ванкевич [120] показал, что на гладком ровном склоне крутизной 3° при маломощном снежном покрове можно ожидать увеличения времени запаздывания в 100 раз по сравнению с обнаженным грунтом. На склоне крутизной в 10° запаздывание возрастает примерно в 15 раз. На неровном склоне залегающий в понижениях уплотненный под действием ветра снег может вызывать уменьшение запаздывания по сравнению с тем, что имеет место на лишенном снега склоне из-за накопления воды в понижениях. В бассейнах с водопроницаемыми, хорошо дренированными почвами, где большая часть стока приходится на подземную составляющую, снежный покров, по-видимому, лишь незначительно увеличивает запаздывание. В то же время снежный покров с непроницаемыми горизонтами будет прерывать сток близ русел потоков, увеличивая поверхностный сток и уменьшая время запаздывания.

Аккумуляция и просачивание воды в снежном покрове

Свойства снежного покрова аккумулировать и поглощать воду зависят от его термического режима. Для оперативных целей полезно выделить следующие два температурных режима снежного покрова, при которых может происходить таяние: 1) средняя температура снежного покрова ниже 0°C, 2) снежный покров при 0°C изотермичен.

Когда средняя температура снежного покрова ниже 0°C, вода, образующаяся на его поверхности, или дождь, падающий на снег, очевидно, замерзнут прежде, чем достигнут поверхности грунта. Необходима добавочная энергия, чтобы температура снежного покрова достигла 0°C, прежде чем вода просочится до поверхности грунта. Наиболее широко распространенная методика расчета времени запаздывания при движении воды сквозь снежный покров состоит в постоянном учете теплозапасов или внутреннего энергообмена в снегу. В сущности снежный покров рассматривается как энергетический резервуар; в определенный момент, когда резервуар заполняется (т.е. когда снежный покров изотермичен при 0°C), талые воды начинают двигаться в направлении поверхности грунта.

Одна из наиболее широко принятых методик мониторинга энергетических изменений в снежном покрове предложена Лабораторией изучения и освоения холодных районов (США) [117]. Она основана на концепции «запаса холода» и «водоудерживающей способности снега». Запас холода W_c определяется как количество тепла, необходимое для повышения температуры снежного покрова на единице площади до 0°C; удобнее всего этот параметр выражать в миллиметрах жидкой воды, при замерзании которой внутри снежного покрова его температура достигает 0°C вследствие выделения теплоты плавления.

Таким образом,

$$W_c = \rho_s d \theta_s / 160, \quad (9.66)$$

где ρ_s — средняя плотность снежного покрова (кг/м³), d — толщина снежного покрова (м), θ_s — средняя абсолютная температура снежного покрова ниже 0°C. Значение W_c может увеличиваться при воздействии дождя или талых вод.

Водоудерживающая способность снега — количество воды, удерживаемой в снежном покрове вопреки силе тяжести. В определенный момент водоудерживающая способность снежного покрова и запас холода обеспечивают дополнительное количество талых вод, продуцирующих сток по поверхности грунта. Аморохи и Эспилдора [7] рассматривают суммарное воздействие этих двух факторов как постоянный потенциальный запас в снежном покрове, так как эта вода не вовлечена в сток, пока снежный по-

кров не растает. Запаздывание при просачивании через снежный покров представляет собой общее время, необходимое для повышения температуры снежного покрова до 0°C и обеспечения водоудерживающей способности. Андерсен [8] предлагает методу определения времени запаздывания, сходную с той, которая была предложена Лабораторией изучения и освоения холодных районов. Она базируется на измерениях изменений теплозапаса и внутренней энергии снежного покрова. Основное допущение в этом методе заключается в том, что некоторый отрицательный тепловой баланс (количество тепла, необходимое для повышения температуры снежного покрова до 0°C) должен быть повышен до того, как талые воды или дождь достигнут грунта или внесут свою долю во влагозапас снежного покрова. Когда температура по всей толще снежного покрова достигнет 0°C и количество воды в нем будет соответствовать водоудерживающей способности (т.е. снег насытится жидкой водой), вода начнет просачиваться сквозь снежный покров. Предполагается, что время запаздывания за счет этого движения может не приниматься во внимание для бассейнов площадью более $500\text{--}700\text{ км}^2$, склоны которых обеспечивают свободное течение воды по поверхности грунта.

Следует признать, что при малой толщине снежного покрова (например, в прериях) ночные радиационные потери тепла часто служат причиной отрицательного теплового баланса, который может быть реализован еще до того, как на следующий день начнется сток из снежного покрова. Этот фактор обуславливает пик в суточном ходе гидрографа — явление, особенно характерное для начальной стадии снеготаяния.

Колбек [27] показал, что при однородном снежном покрове для подсчета времени запаздывания при просачивании сквозь ненасыщенный слой можно использовать уравнение (9.48). Для периодов, равных или больших, чем интервал между пиком скорости таяния и пиком скорости снегового стока, время запаздывания T_z для вертикального движения по направлению к поверхности грунта при постоянном притоке q_z может быть аппроксимировано выражением

$$T_z = \varphi_e d / (3\alpha^{1/3} k^{1/3} q_z^{2/3}), \quad (9.67)$$

где d — толщина снега. При одной и той же толщине и неизменных физических свойствах снежного покрова T_z увеличивается при уменьшении q_z . Уравнение (9.67) может применяться как в случае однородного, так и в случае слоистого снежного покрова. Это говорит о том, что изменения физических свойств снежного покрова имеют меньшее значение по сравнению с изменениями его толщины [21]. При этих условиях отношение $k^{1/3}/\varphi_e$, характеризующее основные свойства течения, будут иметь среднее значение, которое можно определить эмпирически.

В насыщенном слое у основания снежного покрова все компоненты потока движутся с одной и той же скоростью

$$c = \alpha k \theta / \varphi. \quad (9.68)$$

Отсюда время прохождения или время запаздывания T_s можно рассчитать по формуле

$$T_s = \varphi L / (\alpha k \theta), \quad (9.69)$$

где L — среднее расстояние, пройденное через слой.

Если в период снеготаяния под снегом образуются каналы, то время прохождения сокращается. Допустив, что соответствующее значение пористости и проницаемости насыщенного и ненасыщенного слоев равны, Колбек [27] получил следующее соотношение:

$$T_z / T_s = [(1 - S_{wi}) d \theta / (3L)] (\alpha k / q_z)^{2/3}. \quad (9.70)$$

Значения $(\alpha k / q_z)^{2/3}$ в общем лежат между 10^2 и 10^4 , так что время запаздывания течения в верхней насыщенной зоне, по-видимому, больше времени прохождения за исключением случаев, когда очень тонкий снежный покров лежит на плоской поверхности грунта.

Для оперативного использования при расчете снеготаяния предложено несколько эмпирических формул, включая формулы Андерсена [8], для оценки времени прохождения воды через изотермический снежный покров. Эти формулы выведены по лизиметрическим данным, полученным в Центральной снежной лаборатории в Сьерре в апреле—мае 1954 г. До момента, пока снежный покров полностью не насыщен водой, водоотдача не происходит; она начинается лишь после насыщения. Уравнение запаздывания водоотдачи имеет вид

$$\tau_e = 5,33 [1,0 - \exp(-0,03 W_E / m)], \quad (9.71)$$

где τ_e — время запаздывания водоотдачи; W_E — водный эквивалент твердой составляющей снежного покрова (мм); m — избыток жидкой воды, стекающей в течение 6-часового периода (мм). Сток из истощенного снежного покрова рассчитывается по формуле

$$PAKRO = (S + I) [0,5 \exp(-220,41 / W_E^{1,3}) + 1], \quad (9.72)$$

где $PAKRO$ — объем снегового стока за 6-часовой период (мм), S — объем избытка жидкой воды в снежном покрове в начале периода (мм), I — объем водоотдачи за 6-часовой период (мм).

В работе [42] высказывается предположение, что движение воды сквозь снежный покров аналогично движению паводковой волны через водохранилище. В таком случае расчетная формула имеет вид

$$dS/dt = f(I) - f(O), \quad (9.73)$$

где S — объем воды, проходящей сквозь снежную толщу под действием силы тяжести в определенный момент (м); $f(I)$ — скорость поверхностного таяния плюс скорость поступления жидких осадков на поверхность снега (м/с); $f(O)$ — скорость, при которой талая вода достигает поверхности грунта (м/с). Если допустить, что процессы, сходные с теми, что происходят в водохранилище при прохождении сквозь него паводковой волны, преобладают над процессами стока, а снеговой сток есть однозначная линейная функция баланса, так что $f(O) = k_s S$, тогда уравнение (9.73) может быть записано в виде

$$dS/dt = f(I) - k_s S, \quad (9.74)$$

где k_s — балансовый коэффициент (c^{-1}), связь которого с толщиной снега d (м) может быть выражена формулой

$$k_s = 1,0 - 0,0984d. \quad (9.75)$$

Речной сток

С точки зрения гидравлики снеговой сток в реки представляет собой случай неустойчивого, изменчивого в пространственном и временном отношении стока. В общем для главных русел или крупных водосборов определение этой приходной статьи баланса проводится путем деления реки на отдельные участки или подразделения бассейна на различные «подбассейны» и расчета для этих отдельных участков и подбассейнов. Такая методика предполагает решение уравнения неразрывности

$$dS/dt = I(x, y, t) - O(x, y, t),$$

где dS/dt — скорость изменения баланса в пределах участка русла, для которого $I(x, y, t)$ и $O(x, y, t)$ установлены; $I(x, y, t)$ — скорость притока воды в определенной точке потока как функция (x, y, t) ; $O(x, y, t)$ — скорость оттока воды в определенной точке русла как функция (x, y, t) .

Опубликовано множество методов расчета стока, но их описание выходит за рамки задач, поставленных в данной главе. Детальную информацию об этих методах, многие из которых постоянно используются в оперативных целях, можно найти в работах [19, 20, 67, 74, 78, 87].

В большинстве случаев рассматривается движение паводковой волны в свободном участке русла, где нет естественных препятствий и искусственных гидротехнических сооружений. Замедление паводковой волны гидротехническими сооружениями может быть рассчитано с помощью специальной методики. Часто на небольших водосборах в начальные периоды таяния главные дренажные пути бывают заполнены снегом, что затрудняет течение реки и создает значительные объемы снегового стока. Например, в канадских прериях в заполненных снегом оврагах снегозапас

составлял $14,4 \text{ м}^3/\text{м}$ [88]. Во время измерений более или менее значительный сток отсутствовал, хотя поля, примыкающие к каналам стока, были свободны от снега. Однако большинство полевых наблюдений показывает, что открытых каналов стока не наблюдается до тех пор, пока каналы не сформируются в толще снега. Факторы, регулирующие движение воды через такие овраги, изучены плохо. Внезапное развитие канала на пути стока может стать причиной так называемого «ударного стока», который обуславливает повышение максимума расхода по сравнению с нормальной скоростью снегового стока. Однако главная роль снегоотложений на пути стока заключается в запаздывании пика гидрографа стока. Кроме того, часто снеговой сток поступает в реки, еще покрытые льдом (или плавающими льдинами). Чтобы моделировать течение воды в таких руслах, необходимо преобразовать основные уравнения гидравлических процессов в открытых руслах.

В заключение настоящей главы следует упомянуть о многочисленных попытках, которые были предприняты в Северной Америке для разработки прогностических моделей «снеготаяние — речной сток» на основе механизма абляции снежного покрова и снегового стока, о чем речь шла выше [8—10, 17, 29, 42, 101, 103]. Большинство подобных моделей включает три легко распознаваемых блока: 1) аккумуляция и абляция снега, 2) почвенная влага и грунтовые воды, 3) волна паводка. Последний блок, который основывается на методике, общепринятой в гидравлике для открытых каналов, наиболее универсален. Две другие модельные подсистемы имеют сравнительно слабое физическое обоснование. Это необходимо отметить, так как адекватные данные о различных процессах отсутствуют, а для оперативного использования требуются простые методы. К сожалению, сильная схематизация процессов и эмпирические зависимости, применяемые в этих моделях, не позволяют применять их для других климатических и физико-географических районов, которые отличаются от тех, для которых модели были разработаны. Большинство таких моделей разработано для гористых залесенных территорий, и их надежность для прогнозирования стока в прериях и в арктических районах не подтверждена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Заводчиков А. Б. Потери талых вод за счет инфильтрации в течение периода снеготаяния в Северном Казахстане. — Советская гидрология, 1962, № 1, с. 37—41.
2. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. — Л.: Гидрометеиздат, 1954.
3. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1961.
4. Монин А. С., Обухов А. М. Основные принципы турбулентного перемешивания приземного слоя атмосферы. — Труды Ин-та физики атмосферы АН СССР, 1954. вып. 151, с. 163—187.

5. Обухов А. М. Турбулентность в атмосфере при неоднородных температурах.—Труды Ин-та физики атмосферы АН СССР, 1946, № 1.
6. Aase J. K. and S. B. Idso. 1978. A comparison of two formula types for calculating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resource Res.*, Vol. 14, pp. 623—625.
7. Amorochio. J. and B. Espildora. 1966. Mathematical simulation of the snow melting processes. WSEP-3001, Dept. Water Sci. Eng., Univ. Calif., Davis.
8. Anderson E. A. 1973. National weather service river forecast system—snow accumulation and ablation model. NOAA Tech. Memo. NWS HYDRO-17, US Dept. Commer., Washington, D. C.
9. Anderson E. A. 1976. A point energy and mass balance model of a snowcover. NOAA Tech. Rep. NWS-19, US Dept. Commer., Washington, D. C.
10. Anderson E. A. and N. H. Crawford. 1964. The synthesis of continuous snowmelt runoff hydrographs on a digital computer. Tech. Rep. 26, Dept. Civ. Eng., Stanford Univ., Palo Alto, Calif.
11. Bader H., R. Haefeli, E. Bucher, I. Neher, O. Eckel and C. Thams. 1939. *Der Schnee und seine Metamorphose* (Snow and its metamorphism). Beif. Geol. Schweiz., Geotech. Ser., Hydrol., Lief 3, Bern.
12. Blad B. L. and N. J. Rosenberg. 1974. Lysimetric calibration of the Bowen ratio-energy balance method for evapotranspiration estimation in the Central Great Plains. *J. Appl. Meteorol.* Vol. 13, pp. 227—236.
13. Bohren C. F. and B. R. Barkstrom. 1974. Theory of the optical properties of snow. *J. Geophys. Res.*, Vol. 79, No. 30, pp. 4527—35.
14. Bresler E. and R. D. Muller. 1975. Estimation of pore blockage induced by freezing of unsaturated soil. Proc. First Conf. Soil-Water Problems. Am. Geophys. Union, Calgary, Alta.
15. Brunt D. 1952. *Physical and dynamical meteorology*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, Mass.
16. Brutsaert W. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, Vol. 11, pp. 742—744.
17. Burnash R. J. C., R. L. Ferral and A. M. Richard. 1973. A generalized stream-flow system developed by the joint Federal-State river forecast center. Sacramento, Calif.
18. Businger J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley. 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, pp. 181—189.
19. Chow V. T. 1959. *Open-channel Hydraulics*. McGraw-Hill Book Co. Inc., New York.
20. Clark C. O. 1945. Storage and the unit hydrograph. *Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, Vol. 110, pp. 1419—1488.
21. Colbeck S. C. 1972. A theory of water percolation in snow. *J. Glaciol.* Vol. 11, pp. 369—385.
22. Colbeck S. C. 1973. Effects of stratigraphic layers on water flow through snow. Res. Rep. 311, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab. Hanover, N. H.
23. Colbeck S. C. 1974a. The capillary effects on water percolation in homogeneous snow. *J. Glaciol.*, Vol. 13, pp. 85—97.
24. Colbeck S. C. 1974b. Water flow through snow overlying an impermeable boundary. *Water Resour. Res.*, Vol. 10, pp. 119—123.
25. Colbeck S. C. 1975. A theory of water flow through a layered snowpack. *Water Resour. Res.*, Vol. 11, pp. 261—266.
26. Colbeck S. C. 1976. An analysis of water flow in dry snow. *Water Resour. Res.*, Vol. 12, pp. 523—527.
27. Colbeck S. C. 1978. The physical aspects of water flow through snow. In *Advances in Hydroscience* (Ven Te Chow, ed.), Academic Press, New York. Vol. 11, pp. 165—206.
28. Colbeck S. C. and G. Davidson. 1973. Water percolation through homogeneous snow. The Role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff Symp., Sept. 1972, UNESCO—WMO—IAHS, Geneva—Budapest—Paris, pp. 242—257.

29. Crawford N. H. and R. K. Linsley. 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. Tech. Rep. 39. Dept. Civ. Eng., Stanford Univ., Palo Alto, Calif.
30. de Quervain M. R. 1948. Ueber den abbau der alpinen schneedecke. *Int. Union Geod. Geophys.*, Gen. Assem. Oslo. Vol. 2 Snow and Ice, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. 30, pp. 55—68.
31. de Quervain M. R. 1952. Evaporation from the snowpack. Snow Investigations Research Note No. 8, U. S. Army Corps Eng., North Pacific Div., Portland, Oreg.
32. de Quervain M. R. 1973. Snow structure, heat and mass flux through snow. The Role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff. Symp., September 1972, UNESCO—WMO—IAHS, Geneva—Budapest—Paris, pp. 203—226.
33. De Vries D. A. 1963. Thermal properties of soils. In *Physics of Plant Environment* (W. R. Van Wijk, ed.), North-Holland Publishing Co., Amsterdam, pp. 210—235.
34. Dirksen C. 1964. Water movement and frost heaving in unsaturated soil without an external source of water. Ph. D. Thesis, Dept. Agron. Cornell Univ., Ithaca N. Y.
35. Dozier J. 1979. A solar radiation model for a snow surface in mountainous terrain. Proc. Modelling Snow Cover Runoff (S. C. Colbeck and M. Ray, eds.), U. S. Army Cold. Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H., pp. 144—153.
36. Dunkle R. V. and J. T. Bevans. 1956. An approximate analysis of the solar reflectance and transmittance of a snowcover. *J. Meteorol.* Vol. 13, pp. 212—216.
37. Dunne T. and R. D. Black. 1971. Runoff processes during snowmelt. *Water Resour. Res.*, Vol. 7, pp. 1160—1172.
38. Dybvig W. 1976. The computer simulation of mass and heat transfer in one-dimensional snowpack. M. Sc. Thesis, Dept. Agric. Eng. Univ. Sask., Saskatoon.
39. Dyer A. J. 1961. Measurements of evaporation and heat transfer in the lower atmosphere by an automatic eddy-correlation technique. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* Vol. 87, pp. 401—412.
40. Dyer A. J. 1968. An evaluation of eddy flux variation in the atmospheric boundary layer. *J. Appl. Meteorol.* Vol. 7, pp. 845—850.
41. Dyer A. J. and B. B. Hicks. 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* Vol. 96, pp. 715—721.
42. Eggleston K. O., E. K. Israelson and J. P. Riley. 1971. Hybrid computer simulation of the accumulation and melt processes in a snowpack. Rep. PRWG65-1, Utah State Univ., Logan, Utah.
43. Erickson D. E. L., W. Lin and H. Steppuhn. 1978. Indices for estimating prairie runoff from snowmelt. Pap. presented to Seventh Symp. Water Stud. Inst., Appl. Prairie Hydrol., Saskatoon, Sask.
44. Ferguson H., P. L. Brown and D. D. Dickey. 1964. Water movement and loss under frozen soil conditions. *Proc. Soil. Sci. Soc. Am.* Vol. 28, pp. 700—703.
45. Ffolliott P. F. and E. A. Hansen. 1968. Observations of snowpack accumulation melt and runoff on a small Arizona watershed. Res. Note RM-124, U. S. For. Serv., Rocky Mountain For. Range Exp. Stn. Ft. Collins, Colo.
46. Fuchs M. and C. B. Tanner. 1967. Calibration and field test of soil heat flux plates. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* Vol. 32, pp. 326—328.
47. Garnier B. J. and A. Ohmura. 1970. The evaluation of surface variations in solar radiation income. *Solar Energy*, Vol. 13, pp. 21—34.
48. Geiger R. 1961. *Das Klima der bodennahen Luftschicht* (English Transl. by Scripta Technica Inc., Harvard University Press, Cambridge, Mass.).
49. Gerdel R. W., 1948. Physical changes in snowcover leading to runoff, especially to floods. *Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Oslo*, Vol. 2, Snow and Ice, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 30, pp. 42—54.

50. Gerdel R. W. 1949. The storage and transmissions of liquid water in snow-pack as indicated by dyes. Proc. 16th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 81—99.
51. Gerdel R. W. 1954. The transmission of water through snow. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 35, pp. 475—485.
52. Giddings J. S. and E. LaChapelle. 1961. Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow. J. Geophys. Res., Vol. 66, pp. 181—189.
53. Gold L. W. 1957. Influence of snowcover on heat flow from the ground. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Toronto, Vol. 4, Snow and Ice, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 46, pp. 13—21.
54. Gold L. W. and G. P. Williams. 1961. Energy balance during the snowmelt period at an Ottawa site. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Helsinki, Snow and Ice, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. No 54, pp. 288—294.
55. Gray D. M., D. I. Norum and J. M. Wigham. 1970. Infiltration and physics of flow of water through porous media. Handbook on the Principles of Hydrology (D. M. Gray, ed.), The Secretariat, Can. Nat. Comm. Int. Hydrol. Decade., Ottawa, pp. 5.1—5.58.
56. Granger R. J. 1977. Energy exchange during melt of a prairie snowcover. M. Sc. Thesis, Dept. Mech. Eng., Univ. Sask., Saskatoon.
57. Granger R. J. and D. H. Male. 1978. Melting of a prairie snowpack J. Appl. Meteorol. Vol. 17, No. 12, pp. 1833—1842.
58. Granger R. J., D. H. Male and D. M. Gray. 1978. Prairie snowmelt. Proc. Appl. Prairie Hydrol. Symp., Seventh Symp. Water Stud. Inst. Saskatoon, Sask.
59. Guymon G. L. and J. N. Luthin. 1974. A coupled heat and moisture transport model for Arctic soils. Water Resour. Res. Vol. 10, pp. 995—1001.
60. Harlan R. L. 1973. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soils. Water Resour. Res., Vol. 9, pp. 1314—1323.
61. Hay J. E. 1976. A revised methods for determining the direct and diffuse components of the total shortwave radiation. Atmosphere, Vol. 14, pp. 278—287.
62. Hicks B. B. and H. C. Martin. 1972. Atmospheric turbulent fluxes over snow. Boundary-Layer Meteorol., Vol. 2, pp. 496—502.
63. Hoekstra P. 1966. Moisture movement in soil under temperature gradients with the cold side temperature below freezing. Water Resour. Res., Vol. 2, pp. 241—250.
64. Höglström U. 1974. A field study of the turbulent fluxes of heat, water vapour and momentum at a "typical" agricultural site. Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol. 100, pp. 624—639.
65. Horton R. E. 1938. Phenomena of the contact zone between ground surface and a layer of melting snow. Int. Union Geod. Geophys. Edinburgh—Rep. and Tech. Notes of the Commission of Snow and Ice. Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 23, pp. 545—561.
66. Jame Yih-Wu. 1977. Heat and mass transfer in freezing unsaturated soils. Ph. D. Thesis, Univ. Sask. Saskatoon.
67. Jonstone D. and W. P. Cross. 1949. Elements of Applied Hydrology. The Ronald Press Co, New York, N. Y.
68. Jumikis A. R. 1966. Thermal soil Mechanics. Rutgers University Press, New Brunswick, N. J.
69. Kennedy G. F. and J. Lielmezs. 1973. Heat and mass transfer of freezing water-soil systems. Water Resour. Vol. 9, pp. 495—400.
70. Kondratyev K. Ya. 1969. Radiation in the atmosphere. Int. Geophys. Ser., Vol. 12, Academic Press, New York.
71. Kuroiwa D. 1968. Liquid permeability of snow. Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem. Bern., Vol. 5, Snow and Ice. Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 79, pp. 380—391.
72. Langham E. J. 1973. Un modele du manteau nival relie a sa mesostructure. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Vol. 18, pp. 33—43.

73. Langham E. J. 1974. The occurrence and movement of liquid water in the snow-pack. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., U. S. Nat. Acad. Sci., Washington D. C., pp. 67—75.
74. Lawler E. A. 1964. Hydrology of flow control. Part II. Flood routing. In Handbook of Applied Hydrology. (Ven Te Chow, ed.), McGraw-Hill, New York, N. Y., pp. 25—34 to 25—59.
75. Leaf C. F. 1969. Aerial photographs for operational streamflow forecasting in the Colorado Rockies. Proc. 37th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 19—28.
76. Lee R. 1962. Theory of the "Equivalent Slope". Mon. Weather Rev. Vol. 90, pp. 165—166.
77. Linlor W. I., M. F. Meier and J. L. Smith. 1974. Microwave profiling of snowpack free-water content. Adv. Concepts. Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp. U. S. Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 729—736.
78. Linsley R. K. 1944. Use of nomograms in solving streamflow routing problems. Civ. Eng., Vol. 14, pp. 209—210.
79. List R. J. 1968. Smithsonian Meteorological Tables. 6th Rev. ed. The Smithsonian Institution, Washington, D.C.
80. Liu B. Y. H. and R. C. Jordan. 1960. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. Solar Energy, Vol. 4, pp. 1—19.
81. Male D. H. and R. J. Granger. 1979. Energy mass fluxes at the snow surface in a prairie environment. Proc. Modelling Snow Cover Runoff (S. C. Colbeck and M. Ray, eds.), U. S. Army Cold. Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H., pp. 101—124.
82. Male D. H. and D. M. Gray. 1975. Problems in developing a physically based snow-melt model. Can. J. Civ. Eng., Vol. 2, pp. 474—488.
83. Mantis H. T. (ed.) 1951. Review of the properties of snow and ice. Rep. 4, U. S. Army Snow Ice Permafrost Res. Estab. (Rep. 4), Univ. Minn. Inst. Tech. Eng. Expt. Sta., pp. 52—82.
84. Manz D. H. 1974. Interaction of solar radiation with snow. M. Sc. Thesis, Dept. Agric. Eng., Univ. Sask., Saskatoon.
85. Marks D. 1979. At atmospheric radiation model for general alpine application. Proc. Modelling Snow Cover Runoff (S. C. Colbeck and M. Ray, eds.), U. S. Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H., pp. 167—178.
86. McBean G. A. and M. Miyake. 1972. Turbulent transfer mechanisms in the atmospheric surface layer. Q. J. R. Meteorol. Soc. Vol. 98, pp. 383—398.
87. McCarthy G. T. 1938. The unit hydrograph and flood routing. Unpubl. manuscript, presented to the North Atlantic Div., Corps of Eng., War Dept.
88. McKay G. A. 1970. Precipitation. Handbook on the principles of Hydrology (D. M. Gray, ed.), The Secretariat, Can. Nat. Comm. Int. Hydrol. Decade, Ottawa, pp. 2.1—2.111.
89. McKay G. A. and G. W. Thurtell. 1978. Measurements of the energy fluxes involved in the energy budget of a snowcover. J. Appl. Meteorol. Vol. 17, pp. 339—349.
90. Meier M. F. and A. T. Edgerton. 1971. Microwave emission from snow—a progress report. Proc. 7th Int. Symp. Remote Sensing Environ. Ann. Arbor, Mich., pp. 1155—1163.
91. Mellor M. 1966. Some optical properties of snow. Symposium International sur les Aspects Scientifiques des Avalanches de Neige. 5—10 April, Davos, Suisse. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. 60, pp. 129—140.
92. Engineering properties of snow. J. Glaciol., Vol. 19, pp. 15—66.
93. Miller D. M. 1953. Snow cover depletion and runoff. Snow Investigation Research Note No. 16, U. S. Army Corps Eng., North Pacific Div.
94. Munn R. E. 1966. Descriptive Meteorology. Academic Press, New York.
95. Oblad Ch. and H. Harder. 1979. A review of snow melt in the mountain environment. Proc. Modelling Snow Cover Runoff (S. C. Colbeck and M. Ray, eds.), U. S. Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H., pp. 179—204.

96. O'Neill A. D. J. and D. M. Gray. 1973. Spatial and temporal variations of the albedo of prairie snowpack. The Role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff. Symp., Sept. 1972, UNESCO—WMO—IAHS, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 1, pp. 176—186.
97. Panofsky H. A. 1974. The atmospheric boundary layer below 150 m. Annu. Rev. Fluid Mech., Vol. 6, pp. 147—177.
98. Penner E. 1970. Thermal conductivity of frozen soils. Can. J. Earth Sci., Vol. 7, pp. 983—987.
99. Pipes A., M. C. Quick and S. O. Russel. 1970. Simulation snowmelt hydrograph for the Frazer River system. Proc. 38th Annu Meet. West. Snow Conf., pp. 91—97.
100. Prandtl L. 1932. Meteorologische Anwendung der Strömungslehre. Beitr. Phys. d. freien Atmos., Vol. 19, pp. 188—202.
101. Rockwood D. M., 1964. Streamflow synthesis and reservoir regulation Tech. Bull. No. 22, U.S. Army Corps Eng., North Pacific Div., Portland, Oreg.
102. Sutterlund D. R. 1979. An improved equation for estimating longwave radiation from the atmosphere. Water Resour. Res. Vol. 15, pp. 1643—1650.
103. SSARR Model. 1972. Program description and user's manual. Program 724-K5-G0010, U. S. Army Corps. Eng., North Pacific Div., Portland, Oregon.
104. Schmidt W. 1925. Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Henri Grand Verlag, Hamburg.
105. Seligman G. 1963. Snow structure and Ski Fields (Reprint of 1936 edit.) Jos. Adam, Brussels.
106. Shimizu, H. 1970. Air permeability of deposited snow. Low. Temp. Sci., Ser. A, Vol. 22, pp. 1—32.
107. Stanhill G. 1966. Diffuse sky and cloud radiation in Israel. Solar Energy, Vol. 19, pp. 96—101.
108. Steven M. D. 1977. Standard distribution of clear sky radiance. Q. J. R. Meteorol. Soc. Vol. 103, pp. 457—465.
109. Suckling P. W. and J. E. Hay. 1976. Modelling direct, diffuse and total radiation for cloudless skies. Atmosphere Vol. 14, pp. 298—308.
110. Suckling P. W. and J. E. Hay. 1977. A cloud layer—sunshine model for estimating direct, diffuse and total solar radiation. Atmosphere, Vol. 15, pp. 194—207.
111. Sverdrup H. U. 1936. The eddy conductivity in the air over a smooth snow field. Geophysiske Publikasjoner, Vol. XI, Nr. 7.
112. Swinbank W. C. 1951. The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. J. Meteorol., Vol. 8, No. 3, pp. 135—145.
113. Swinbank W. C. 1968. A comparison between predictions of dimensionless analysis for the constant—flux layer and observations in unstable conditions. Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol. 94, pp. 460—467.
114. Temps. R. C. and K. L. Coulson. 1977. Solar radiation incident upon slopes of different orientations. Solar Energy, Vol. 19, No. 3, pp. 179—184.
115. Titus R. L. and E. J. Truhlar. 1969. A new estimate of average global solar radiation in Canada. CLA-7-69, Dept. Transport, Meteorol. Branch, Toronto.
116. Trainor L. E. H. 1947. The spectral reflection and absorption of radiation by snow. M. A. Thesis, Dept. Physics, Univ. Sask., Saskatoon.
117. U. S. Army Corps of Engineers. 1956. Snow Hydrology. Summary report of the Snow Investigations. U. S. Army Corps Eng. North Pacific Div., Portland, Oreg.
118. U. S. Army Corps of Engineers. 1971. Runoff evaluation and stream flow simulation by computer. Part II. U. S. Army Corps Eng., North Pacific Div., Portland, Oreg.
119. Wakahama G. 1968. Infiltration of melt water into snowcover, III. Flowing down speed of melt water in a snow cover. Low Temp. Sci., Ser. A, Vol. 26, pp. 77—86.

120. Wankiewicz A. 1979. A review of water movement in snow. Proc. Modelling Snow Cover Runoff (S. C. Colbeck and M. Ray, eds.), U. S. Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H., pp. 222—252.
121. Wankiewicz A. and J. de Vries. 1978. An inexpensive tensiometer for snowmelt research. J. Glaciol., Vol. 20, pp. 577—584.
122. Webb E. K. 1970. Profile relationships: the log linear range and extension of strong stability. Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol. 96, pp. 67—90.
123. Williams L. D., R. G. Barry and J. T. Andrews. 1972. Application of computed global radiation for areas of high relief. J. Appl. Meteorol. Vol. 11, No. 3, pp. 526—533.
124. Yoshida S. 1962. Hydrometeorological study on snowmelt. J. Meteorol. Res., Vol. 14, pp. 879—899.

Снег и лед на озерах

ВВЕДЕНИЕ

Приблизительно 8 % территории Канады занимают пресные водоемы, и многие из них каждый год на длительное время покрываются льдом или снегом. Настоящая глава посвящена различным формам льда и снега, которые образуются на озерах и водохранилищах, причем особое внимание уделено снегу и его роли в эволюции остатков ледяного покрова. Одна из целей данной главы — подготовить читателя к обширной и очень разнообразной литературе, посвященной этой проблеме. В приведенной библиографии отражены основные направления решения проблемы, причем особое внимание уделено Северной Америке.

Для удобства рассматриваются главным образом относительно крупные глубокие озера, расположенные в холодных регионах со значительным количеством осадков, выпадающих в виде снега. Условия формирования зимнего покрова на озерах сильно изменяются в зависимости от характера водоема, климата и условий погоды. Диапазон этих условий весьма разнообразен — от турбулентных течений до стабильных озер, от большого количества твердых осадков до малого их количества или полного отсутствия, от сильного мороза до сравнительно высокой температуры воздуха. Основное внимание уделено крупным глубоким озерам потому, что подобный подход (хотя и при значительной схематизации) помогает выяснить роль снега в эволюции зимних покровов водных пространств. Даже такой «класс» озер характеризуется разнообразием термических и циркуляционных режимов, которые могут сильно усложняться местными особенностями морфометрии, гидрологии, физической географии, климата и т.п. Разнообразие ледяного покрова озер определяется различиями в сроках его установления и вскрытия. Сведения о разном режиме озер в соответствии с их термическими условиями можно найти в работах [86, 100, 133, 152, 157, 171]. Всесторонние исследования покрытого льдом озера и его термического режима, включая случаи вечной мерзлоты, были выполнены рядом ученых [31, 36, 40, 58, 87, 97, 123, 136, 140, 145]. Зимний режим турбулентных речных потоков, которым в настоящей главе уделено некоторое внимание, всесторонне рассмотрен в [111]. Обзор практических аспектов проблемы речных льдов дан в [44].

Важная концепция данной главы заключается в том, что зимний покров большей части водных пространств гораздо более

разнообразен в стратиграфическом и пространственном отношении, чем это принято считать. Ледяной покров озера может со-

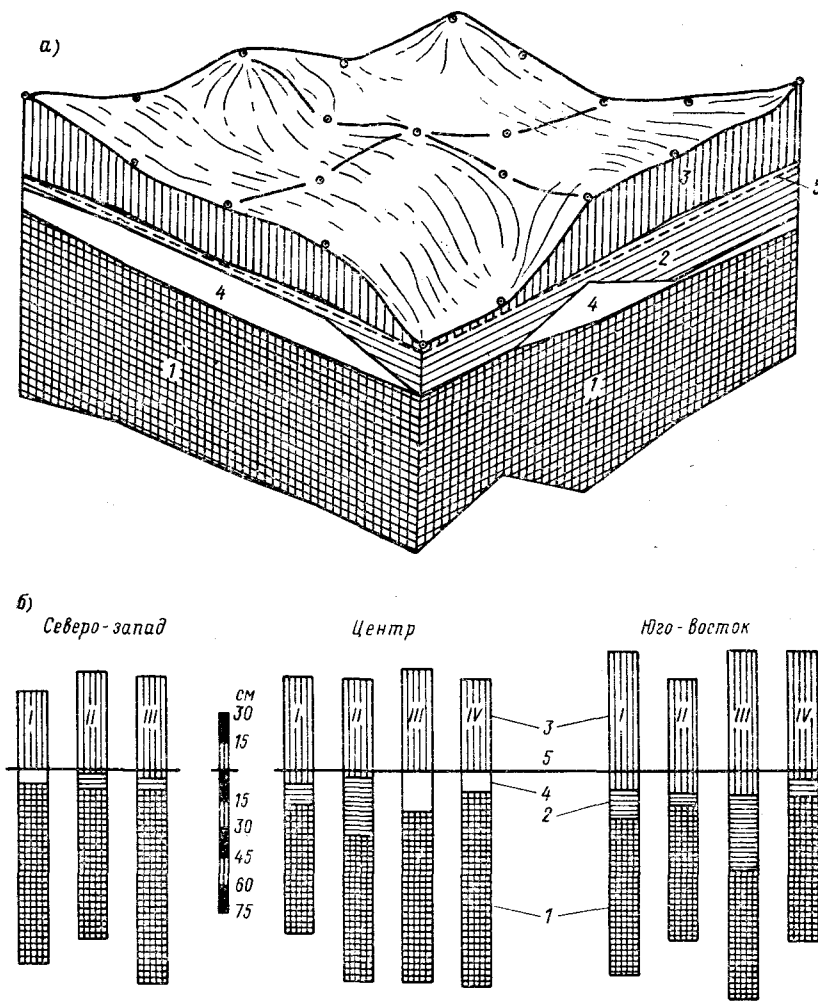


Рис. 10.1. Изменчивость покрова на озере Ноб-Лейк (площадь водного зеркала 187 тыс. м²) в период пика ледового сезона [15].

а — изменчивость в пределах 1000 м² на площадке с нисходящим ветром, б — пробные профили по группам площадок через озеро; 1 — черный лед, толщина 71–132 см; 2 — белый лед, 0,5–45 см; 3 — снег, 15–46 см; 4 — снегура; 5 — гидростатический водный уровень, колеблется от –7,5 см (ниже поверхности ледяного покрова) до +28,0 см (выше поверхности).

стоять из столбчатых кристаллов, либо иметь зернистое строение, если он образован из снега. Соотношение разных типов льда может значительно варьировать как во времени, так и в пространстве. Снежный покров на озерах также обнаруживает боль-

шое разнообразие, так как поверхность льда не обеспечивает единообразной среды для его эволюции. В день, когда наблюдались экстремальные значения (рис. 10.1), толщина черного льда составила 33,0—169,0 см (средняя 96,5 см), белого льда 2,5—61,0 см (средняя 12,5 см), снега 20,5—94,0 см (средняя 53,5 см), гидростатический уровень воды от $-7,5$ до $+30,5$ см (средний $+5,0$ см). Общая толщина льда равнялась 56—127 см (средняя 96,5 см).

КОМПОНЕНТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ОЗЕР

Лед столбчатой структуры (черный лед)

Поздним летом и осенью озера теряют тепло вследствие радиационного излучения, конвекции, а также конденсации и испарения, происходящих у их поверхности. Вначале поверхность озера охлаждается, что вызывает круговорот воды, так как холодная (примерно 4°C) вода опускается, замещаясь более теплой водой снизу. В конце концов возникает ситуация, при которой вода с температурой ниже 4°C находится на поверхности и при отсутствии механического перемещения ветром или течением может замерзнуть, несмотря на то что ниже нее находится относительно более теплая вода. Формирующийся ледяной покров играет важную роль в формировании термического режима озера. Прогнозы ледостава с учетом этого осеннего понижения температуры воздуха и воды, представлены в ряде работ [34, 35, 37, 43, 132, 160, 162].

Даже в спокойной воде мельчайшие пластинки и другие кристаллы льда, образующиеся на замерзающей поверхности воды, редко имеют правильную ориентировку; однако при утолщении ледяного покрова некоторые кристаллы растут вниз более энергично, вытесняя кристаллы с иной ориентировкой оптических осей и тем самым образуют покров довольно правильной формы. В морском льду кристаллы, у которых ось «с» вначале ориентирована горизонтально, при этом селекционном процессе находятся в благоприятном положении. В озерном льду все кристаллы имеют гексагональную симметрию и ориентированы вертикально или горизонтально, или в обоих направлениях сразу [7, 31, 83, 94, 99, 115, 121, 125, 127, 129]. Однако чаще всего на озерах образуется ледяной покров, в котором кристаллы ориентированы по вертикали.

В результате процесса замерзания формируется ледяной покров, сложенный столбчатыми кристаллами, «ледяными свечками», вытянутыми по вертикали — в направлении, параллельном тепловому потоку между озером и атмосферой. Расположе-

ние кристаллов и включений, которые концентрируются у границ кристаллов, оказывает влияние на прочность, характер таяния и вскрытия ледяного покрова.

После того как ледяной покров установился, озерная вода продолжает терять тепло, хотя интенсивность этого процесса уменьшается, что обусловлено изолирующими свойствами ледяного покрова. В результате лед утолщается книзу. Формирование озерного льда зависит от условий замерзания [7], а также от количества и типа включений, содержащихся в воде. Периоды быстрого нарастания льда соответствуют в разрезе горизонтам с большим содержанием пузырьков воздуха, и в конечном итоге лед становится слоистым [7, 16, 129]. Максимальная плотность «чистого» льда при температуре замерзания и нормальном атмосферном давлении составляет 917 кг/м^3 ; однако, согласно [65], плотность черного льда с пузырьками воздуха равняется 895 кг/м^3 . Возможно, плотность льда такого типа может быть и меньше [10].

Заметна тенденция к укрупнению кристаллов вблизи основания ледяного покрова [94]. Исходные различия толщины, а иногда и типа льда [129] являются результатом пространственной изменчивости условий во время ледостава, особенно в более спокойных мелких частях озера, где отмечается более высокая концентрация включений, которые служат ядрами ледообразования. Последующие изменения черного льда в разных частях озера происходят под влиянием течений в озере и снежного покрова. Разница между краевыми и центральными частями водных пространств гораздо более заметна на реках.

В очень холодных районах с небольшим количеством твердых осадков лед нарастает более или менее беспрепятственно, образуя покров черного льда, толщина которого может составлять более 3 м. Важными источниками данных о толщине льда в Северной Америке служат работы [26, 38, 47].

Снежный покров озер

Снег, выпадающий на ледяную поверхность, оказывает влияние на эволюцию льда. Снежный покров в основном обуславливает стратиграфию и толщину ледяного покрова, которые зависят от типа осадков и условий погоды в период снегоотложения [95, 116], но затем изменяются под действием ветра и внутреннего метаморфизма.

Хотя свойства снежного покрова сильно варьируют почти в любой области, эволюция снежного покрова на защищенной площадке на суше при отсутствии таяния следует общим закономерностям. Каждый снегопад вызывает более или менее заметное увеличение толщины снежного покрова и снегозапаса.

В период между снегопадами толщина уменьшается из-за уплотнения, вызываемого как ветровым воздействием, так и деструктивным и конструктивным метаморфизмом. Иногда плотность свежевыпавшего снега довольно велика, однако в общем этот снег менее плотный, чем уже лежащий на грунте, так что после каждого снегопада плотность снежного покрова уменьшается. Этот процесс постепенно компенсируется уплотнением.

Описанные выше процессы, происходящие внутри снежного покрова, включают постепенное уплотнение каждого отдельного слоя — относительно крупные кристаллы свежевыпавшего снега в окружении воздушных пор превращаются в мелкие более или менее округлые зерна, окруженные тонкими слоями воздуха. В этом заключается суть процесса деструктивного метаморфизма, который обычно доминирует в изотермическом слое снега [30, 95, 106, 142]. Однако, если в покрове наблюдается значительный ($0,1^\circ\text{C}/\text{см}$) градиент температуры, происходит существенное перераспределение массы одновременно с изменением градиента давления водяного пара, обусловленного наличием градиента температуры. Этот перенос массы в газообразной фазе характерен для конструктивного метаморфизма, при котором происходит рост новых, четко ограненных зерен и (или) чашеобразных кристаллов — процесс образования глубинной изморози [95]. Конструктивный метаморфизм особенно ярко проявляется у основания снежного покрова в период, когда тонкий покров и (или) чрезвычайно низкая температура воздуха обуславливают наличие резких градиентов температуры в толще снега.

Оба типа метаморфизма могут наблюдаться одновременно на разных глубинах в одном и том же снежном покрове. К концу зимы снежный покров суши, развитие которого не нарушается процессами таяния, характеризуется наличием трех основных горизонтов. Верхний горизонт сложен очень легкими кристаллами снега атмосферного происхождения, средний горизонт представлен плотным снегом, состоящим из округлых кристаллов, образовавшихся в результате деструктивного метаморфизма. Нижний горизонт, лежащий в основании покрова, характеризуется наличием менее плотного, рыхлого снега — продукта конструктивного метаморфизма. Подобное вертикальное строение снежного покрова находит свое выражение и в размере зерен (крупный, мелкий, крупный) и в прочности снега (низкая, высокая, низкая).

Описанные выше стратиграфия и последовательность развития снежного покрова характерны для многих районов. Однако снежный покров на соседних защищенных и открытых площадях может весьма существенно отличаться от рассмотренного выше.

Снежный покров озер испытывает влияние тех же самых процессов, что и снежный покров суши, однако озеро обеспечивает специфическую окружающую среду, которую нельзя рассматривать просто как открытое пространство. Наличие объема воды

под снежным покровом озера обуславливает формирование больших градиентов температуры. В связи с этим влияние конструктивного метаморфизма на свойства снежного покрова на озерах хорошо заметно и выражается в наличии крупных зерен, низкой плотности и малой несущей способности. Снег на озерах обычно подвержен перераспределению, уплотнению и ветровому воздействию. Периодические внезапные уменьшения толщины покрова, вызванные ветровым воздействием или паводками, — явления, присущие только снежному покрову озер. Уменьшение толщины покрова оказывает влияние на процессы метаморфизма, так как градиент температуры в снеге возрастает.

Самые быстрые изменения в снежном покрове озер происходят, когда ледяной покров подвергается воздействию паводковых вод, иногда несколько раз за зиму. В результате паводка может быть нарушена нормальная стратиграфия покрова, и снег внедряется непосредственно в ледяной покров. Поэтому в определенный момент снежный покров озера оказывается более тонким, чем это можно было бы ожидать, и стратиграфически «молодым» (несмотря на условия, благоприятные для конструктивного метаморфизма). Средняя плотность снега на озерах не возрастает постепенно с момента его отложения (как это бывает на суше), а скорее остается довольно низкой в течение всей зимы.

Если сравнить аналогичные снежные покровы на озере и на окружающей его суше, то видно, что первый характеризуется меньшей толщиной и снегозапасом, в нем слабо развита слоистость и велика пространственная изменчивость. Подобная изменчивость затрагивает такие физические свойства, как толщина, плотность и, по-видимому, многие другие, которые тесно связаны с толщиной, плотностью и температурой (например, твердость и несущая способность). Хотя характеристики снежного покрова, лежащего на поверхности озерного льда, весьма изменчивы (на что указывают коэффициенты вариации толщины и снегозапаса), сама ледяная поверхность является самой плоской из всех пространственных естественных ландшафтов, обеспечивающей равномерное развитие на ней снежного покрова. Однако свойства снега все равно изменяются значительно, и влияние его на нижележащий ледяной покров велико [14]. Например, распределение толщины покрова регулирует распределение света в озере, и поэтому все компоненты среды, находящиеся под снежным покровом и испытывающие влияние света, будут также зависеть от толщины покрова.

Поскольку теплопроводность снежного покрова мала, он служит как бы изолирующим покрывалом на поверхности льда. Низкая теплопроводность снега (табл. 10.1), сопоставимая с теплопроводностью льда [69, 105, 107, 156], оказывает существенное влияние на уменьшение потерь тепла из озера и, следовательно, на утолщение льда к низу. Утолщение ледяного покрова под тол-

Таблица 10.1

Теплопроводность льда и снега

Тип снега или льда	Плотность, кг/м³	Теплопровод- ность, кВт/(°С·м)	Источник
Чистый лед при 0 °С	917	$2,24 \cdot 10^{-3}$	[127]
Белый лед	860	$2,04 \cdot 10^{-3}$	[138]
	780	$1,77 \cdot 10^{-3}$	
Снег	250	$0,21 \cdot 10^{-3}$	[107]

стым снежным покровом — один из наиболее частых случаев при прогнозировании толщины льда по метеорологическим предикторам. В то же время снежный покров, уменьшая потери тепла зимой, препятствует получению тепла в течение весны.

На теплопроводность льда оказывают влияние следующие факторы: а) наличие пузырьков воздуха; б) температура льда [127]; в) структура льда. Теплопроводность снега сильно варьирует в зависимости от плотности и типа снега. Выведено несколько формул, отражающих взаимосвязь плотности снега и его теплопроводности, из которых следует, что значительные колебания теплопроводности при данных значениях плотности, по-видимому, связаны с другими свойствами снега (см. рис. 7.6).

Мощный снежный покров на льду может обеспечить его рост, приводя к опусканию гидростатического уровня воды. В большинстве случаев черный лед способен выдержать снеговую нагрузку, не растрескиваясь. Однако, если возникают трещины, например под воздействием резких изменений температуры воздуха (особенно при ее внезапном увеличении) [72, 73, 88, 89, 155, 169], в то время как поверхность опускается, то и поверхность льда, и вышележащий снежный покров будут затоплены. После этого начинается новая фаза развития снежного покрова на озере. Эта фаза во многом аналогична развитию наложенного льда на ледниках [8]. Опускание ледяного покрова может вызвать также термическую эрозию его основания, когда оно погружается в более теплую, возможно, движущуюся воду.

Вода, которая проникает в лед сквозь трещины и поднимается по капиллярам, попадает в снежный покров и образует на поверхности раздела снег—лед слой жидкого снега (снежицу). При постоянной температуре воздуха ниже точки замерзания слабо изолированный слой снежицы будет относительно быстро замерзать от поверхности вниз до тех пор, пока в верхней части первоначального ледяного покрова не образуется новый слой твердого льда. В процессе замерзания температура всего нижележащего ледяного покрова практически постоянна. Новый слой содержит большое количество пузырьков воздуха, а замерзание

идет вокруг ядер, принесенных снегом. Образовавшийся в результате этого процесса лед — зернистый, непрозрачный, при естественном свете белый — четко отличается от нижележащего столбчатого черного льда.

Типы зернистого озерного льда

Характеристики белого льда, подобно характеристикам других ледяных образований озерного покрова, подвержены значительным изменениям в зависимости от времени формирования, скорости замерзания и стратиграфии снежного покрова [16, 111, 141]. Прозрачность, текстура и плотность могут значительно изменяться в пределах одного слоя или от слоя к слою. Эйджер [23] приводит данные о колебаниях плотности от 780 до 910 кг/м³. По-видимому, широкое исследование плотности черного и белого льда покажет, что средняя плотность белого льда в общем ниже, но коэффициент вариации выше. Первоначальная поверхность раздела между белым и черным льдом обычно остается четкой в течение всей зимы, ее можно увидеть невооруженным глазом в буровых скважинах. Разница структуры столбчатого льда, лежащего внизу, и зернистого, залегающего сверху, видна в верхней части вертикального разреза, показанного на рис. 10.2. Вновь образованный ледяной слой содержит лед, образовавшийся из твердых осадков, который четко отличается от льда, образовавшегося в результате замерзания озерной воды.

Довольно распространенным вариантом последовательности установления ледяного покрова на озере является случай, когда первоначально образовавшийся ледяной покров представляет собой зернистый белый лед. Это происходит, когда ледостав совпадает по времени со значительным снегопадом или когда поверхность озера очень неспокойна [7, 88, 111, 122, 155]. В холодных малоснежных районах белый лед может быть очень маломощным, но несмотря на это играет значительную роль в термическом режиме озера, так как воздействует на радиационный обмен [145]. На рис. 10.3 схематически показаны различные процессы, которые могут происходить в период развития озерного покрова, а также типы образующегося при этом льда. Хотя случай турбулентного течения и не является главным в данном обзоре, он включен в диаграмму, поскольку озеро можно рассматривать как расширение реки. Таким образом, обнаруживается непрерывная смена условий от обширного спокойного озера до быстро текущего потока.

Основной упор сделан на последовательность, которая начинается с блока «Спокойная вода» (с или без снегопада) и продолжается в следующем ряду: замерзание (временный сплошной ледяной покров) — ледостав — затопление ледяного покрова —

белый и черный лед — вскрытие — таяние льда. Справа от этой цепочки — последовательность процессов для реки с быстрым течением. Возможны комбинации и перестановки этих общих слу-

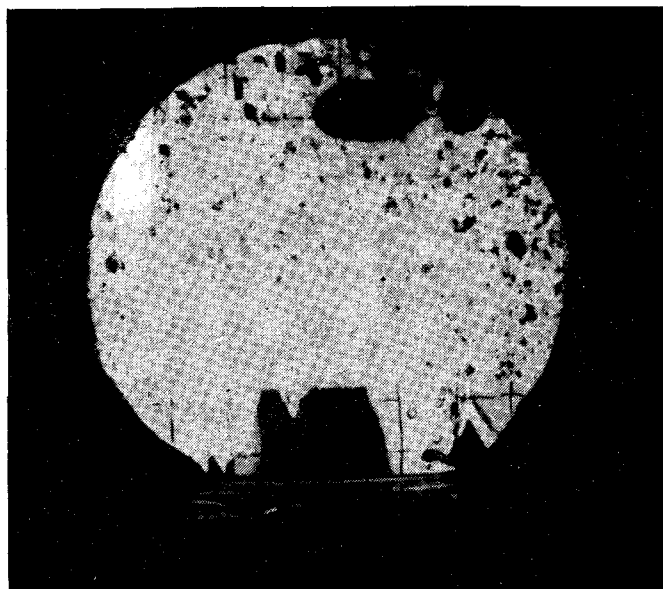


Рис. 10.2. Вертикальный разрез поверхности раздела между белым и черным льдом, сфотографированный под пересекающимися полярными сетками с сеткой в 1 см.

В верхней части видно, как изменяется зернистость белого льда; внизу — столбчатая структура черного льда.

чаев. Примером может служить развитие ледяного покрова в обширном расширении русла крупной реки, текущей на север по заснеженным районам; ледостав на этой реке запаздывает из-за турбулентности течения, и ледяной покров устанавливается, когда расход падает. Вскрытие здесь происходит в результате воздействия паводковой волны, идущей с верховьев, где таяние льда начинается раньше. В этом случае последовательность может быть следующей: беспокойная вода — плавающие льдины — замерзание (или ледостав) — затопление ледяного покрова — белый и черный лед — вскрытие — раннее таяние льда в беспокойной воде.

Приведенная на рис. 10.3 схема отображает последовательности событий в начальной и конечной стадиях, которые связаны с природой эволюции ледяных покровов. Однако не сделано попытки выяснить продолжительность фазы роста или всего ледового сезона. Схема построена со ссылкой на классификацию

морского льда Уикса [106], схемы Мичела [111], а также Уилсона и др. [169]. Информация о типах пресноводного льда содер-

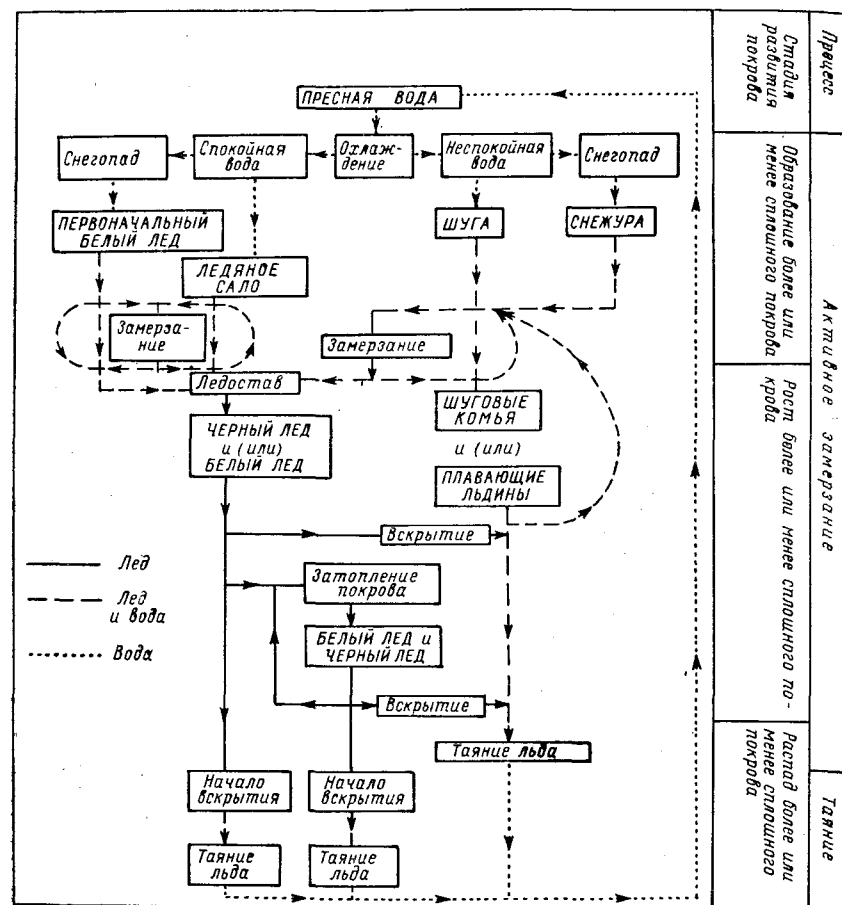


Рис. 10.3. Систематическая классификация процесса формирования пресноводного льда.

жится в работах [3, 77, 93, 112]. Классификация, использованная в данной работе, разработана позднее Адамсом, автором главы 11.

Интересным явлением в «речной цепочке» являются речные наледи — особый тип белого льда, который может развиваться после того, как река замерзнет полностью [50]. Данные о датах разных стадий вскрытия используются как показатели долгосрочных климатических изменений [51]. Одна из задач построения

данной диаграммы — показать, что рост и распад плавучего ледяного покрова регулируется множеством факторов, часть из которых климатические, а другие не имеют отношения к климату.

Другой пример профиля покрова на озере приведен на рис. 10.4, на котором также проиллюстрирована взаимосвязь

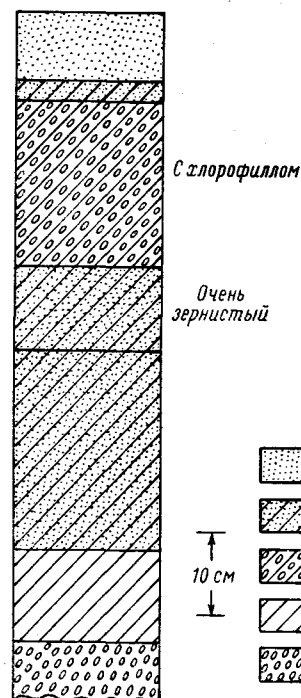


Рис. 10.4. Разрез буровой скважины на озере Литл-Лейк, Питерборо, Онтарио, демонстрирующий наличие нескольких стадий формирования льда (типы льда даны по Мичелу [111]).

1 — снег, 2 — белый лед, 3 — замерзшая шуга или снежур, 4 — черный лед, 5 — шуга; слой с хлорофиллом образован шугой с водорослями.

река—озеро. Зернистый лед образуется в основании покрова так же, как в его верхней части. Это происходит в результате того, что шуга (мелкие кристаллы льда, сформировавшиеся в переохлажденной турбулентной среде) затягивается под покров и осаждается на него — явление, обычное для рек. Шуга всесторонне изучалась Мичелом [108, 109, 111]; критический обзор литературы, касающейся этой проблемы, был сделан Уильямсом [159]. Шуга и другие виды речного льда, включая и лед, образовавшийся из снега, могут стать важными составными частями озерного покрова в тех местах, где они интенсивно выносятся из рек в озера. Мичел рассматривает некоторые озера как «аккумуляторы» льда [111].

Белый лед может формироваться на не покрытой снегом ледяной поверхности и во время паводка — «белизна» сохраняется, хотя вновь образованный лед не содержит снега [23, 141, 166].

Высокие значения альбедо речного льда [79] служат хорошим примером этого. Таким образом, белый лед — это не обязательно «снежный» лед, как явствует из некоторых исследований. Белый лед образуется также, когда снежный покров на озере заливается дождем, талыми или речными водами. В некоторых случаях снежный покров может быть уничтожен полностью, однако этого не происходит, когда лед превращается в шугу вследствие понижения уровня воды в озере ниже гидростатического. Уилсон с соавторами в классической работе, посвященной озеру Мендоса в штате Мичиган, выделяют типы зернистого льда, которые могут наблюдаться на озере, как «агломеративные» [169].

Развитие белого льда, отражающее обычно влияние снежного покрова, по-видимому, служит важным фактором, влияющим на временную и пространственную изменчивость всего покрова озера. Снег на озере подвержен перевеванию, в результате чего образуются как небольшие, так и крупные его скопления, которые формируют особенности местного ландшафта. Паводки и последующие образования белого льда могут проявляться в небольших локальных утолщениях [141] или более крупных образованиях, соизмеримых со всем озером [89]. Обусловленные этим изменения толщины белого льда часто сопровождаются компенсационными изменениями толщины черного льда и связанными с ними изменениями толщины снежного покрова. На изменения толщины разных составных частей ледяного покрова могут оказывать влияние и доминирующие направления ветров: снежный покров и белый лед с подветренной стороны утолщаются, а черный лед — утончается [14, 15].

Роль снега и белого льда в развитии покрова

Зимний покров озера в области со значительным количеством твердых осадков характеризуется многократным ритмическим повторением слоев. Он может состоять из пространственно и стратиграфически изменчивого снежного покрова, подстилаемого соответственно изменяющимися слоями белого льда и (или) мокрого снега и черного льда. На одном и том же озере можно наблюдать самые разные профили черного и белого льда. Весь ледяной покров того или иного озера может быть представлен черным льдом, как это бывает в высоких широтах в Арктике, или белым льдом, как это можно наблюдать на небольших озерах, расположенных в субарктических и умеренных широтах.

Скорость роста основания ледяного покрова определяется теплопроводностью слоев снега и льда, а также градиентом температуры. Если имеются снежный покров и слой белого льда, причем последний находится в стадии формирования, взаимодействие этих двух составляющих протекает весьма сложно. Обшир-

ные пространства мокрого снега (фаза роста белого льда) ускоряют прохождение теплового потока через лед. Но теплопроводность отдельных слоев в любой точке озера заметно различается. В общем можно считать, что такие компоненты покрова, как снег и белый лед, вследствие своей малой теплопроводности уменьшают скорость роста черного льда, причем снег одновременно активно способствует росту белого льда, обеспечивая появление снежиц. Джонс обнаружил, что там, где снежицы служат главным источником роста белого льда, определяющим фактором являются снежные осадки [89]. Особенно важно влияние снега, выпадающего в начале сезона, когда лед еще тонок.

Процесс роста ледяного покрова на озерах весьма сложен, поэтому обычно при исследованиях энергетического баланса как озерной системы в целом, так и самого покрова используются упрощения, касающиеся градиента температуры и теплопроводности [136, 140, 153]. Вместе с тем весьма эффективны региональные методы прогноза толщины льда на основе таких предикторов «подверженности замерзанию», как количество морозных дней [6, 34, 35, 127]. В короткие интервалы времени и в ограниченных районах скорость роста ледяного покрова может очень сильно меняться в зависимости от метеорологических условий. Однако, по-видимому, за более длительные интервалы и в обширных районах эти различия имеют тенденцию компенсироваться (например, в период образования снежиц замедляется рост черного льда, но толщина всего покрова в целом возрастает, так как формируется белый лед). Это позволяет дать феноменологическое объяснение увеличению толщины льда. Сходство средних значений скорости роста толщины льда на обширной территории Канады, отличающейся широким разнообразием условий [159], по-видимому, подтверждает наличие этого компенсационного процесса. Однако толщина озерного покрова — это не просто функция одного или нескольких метеорологических параметров. Мичел дает превосходный детальный разбор проблемы оперативного прогноза толщины льда при наличии белого льда [111].

Существование качественных и количественных различий между разными слоями ледяного покрова часто наиболее заметно в таких фазах его развития, как распад, разрушение и вскрытие. Изменения толщины слоев черного льда оказывают слабое влияние на характер разрушения покрова во времени и пространстве. При отсутствии снега это разрушение в основном происходит в форме образования столбчатых отдельностей — ледяных свечей — в результате радиационного таяния на вертикальных гранях кристаллов — процесса, мало зависящего от толщины льда. Однако смесь снега и белого льда — компонентов с высокими значениями альбедо (0,85 для сухого чистого снега и всего 0,1 для черного льда) [4, 53] и зернистой структурой — может существенно влиять на продолжительность стадий разрушения и их про-

странственный характер. «Нормальный» характер этой стадии — развитие береговых разводий, сменяющееся разрушением и таянием льда в центре озера — может полностью маскироваться, когда имеется большое количество снега и белого льда.

Белый лед на всей площади озера или на ее части задерживает начало разрушения ледяного покрова и изменяет его характеристики. Способствуя формированию плавучих льдин и продлевая их существование, он удлиняет период ледохода и задерживает окончательное вскрытие.

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО И ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ОБМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОЗЕРЕ И ЕГО БИОЛОГИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ

Ледяной и снежный покров играют важную роль в жизни озера. Основное его значение заключается в том, что он изолирует озеро от непосредственного влияния атмосферы.

Энергообмен

Появление покрова коренным образом меняет энергетический режим озера и обменные процессы. Энерго- и массообмен посредством испарения (конденсации), играющий очень важную роль летом, часто прекращается полностью; значительно изменяются радиационные потоки, а турбулентный обмен становится ничтожным. Изменение энергетического режима отражается на температуре воды, которая становится отрицательной, но часто возрастает после того, как на озере устанавливается снежный и ледяной покров [36, 80, 123, 124, 139]. Понижение температуры воды в озере после образования ледяного покрова отмечено Риглером [131], а также Шиндлером и др. [136].

Оптические и термические свойства составных частей озерного покрова меняются очень сильно [64, 66]. Черный лед, в котором отсутствуют пузырьки воздуха, практически прозрачен для коротковолновой радиации, в то время как и снег, и белый лед отражают значительную ее часть и существенно ограничивают проникновение остальной ее части. Проникновение коротковолновой радиации сквозь снег зависит от его плотности, а также от размера, формы и ориентировки зерен [107, 146, 156]. Сделать общий вывод относительно прохождения солнечной радиации сквозь снежный покров трудно по двум одинаково важным причинам: возможна сложная слоистость снега и ярко выраженная пространственная изменчивость его физических свойств [67, 154]. Малая прозрачность (по сравнению с черным льдом) белого льда

[69, 83, 99, 127] ограничивает прохождение лучистой энергии. Уильямс [163] построил графики проницаемости разных типов льда для коротковолновой радиации в зависимости от толщины ледяного покрова [24, 157]. Логарифм отношения интенсивности радиации на некоторой глубине к излучению источника постоянной интенсивности изменяется с изменением значений коэффициента ослабления, который составляет для снега $0,2 \text{ см}^{-1}$, для белого льда $0,07 \text{ см}^{-1}$, для черного льда $0,004 \text{ см}^{-1}$ [164]. Несомненно, что наличие очень большая амплитуда колебаний значений коэффициента ослабления для разных покровов [101, 102].

В том случае, когда ледяной покров содержит главным образом черный лед и большую часть года свободен от снега, повышение температуры подо льдом может быть результатом непосредственного нагрева поступающей радиации. В работе [81] приводятся несколько таких примеров для многолетнемерзлых озер в высоких широтах Арктики, а также результаты исследований этого явления в Антарктике [40, 82, 168]. Однако там, где есть снег и (или) белый лед, зимнее повышение температуры является результатом высвобождения внутренних запасов тепла, в особенности из донных отложений [86, 87, 96, 123, 124, 139]. Тепло, полученное от внутренних источников, может составить значительную часть годового энергетического баланса озер, покрывающихся льдом, и большую часть — в случае небольших мелких озер [135]. Оно также может играть важную роль в зимовке организмов [92].

Хотя снежно-ледяной покров на озере уменьшает потери тепла зимой, он же задерживает поступление тепла из атмосферы весной. Как уже говорилось, наличие в покрове белого льда и мощного снежного покрова задерживает вскрытие и прогрев озера [25, 89, 123, 162].

Белый лед (в противоположность черному льду) и особенно снег препятствует проникновению света в озеро. Раттнер описывает интересный эксперимент, в ходе которого в снежном покрове озера было проделано окно для того, чтобы наблюдать за распределением зоопланктона под влиянием прямой солнечной радиации [133]. Он обнаружил, что озеро, на которых снежный покров залегает в течение длительного времени, относительно бедны планктоном. Сходные выводы были сделаны и другими исследователями. Райт [170] установил, что у водорослей под свободным от снега льдом продолжается процесс фотосинтеза, однако после снегопада этот процесс прекращается. Уэлч и Калф объясняют распределение донных мхов в озере Чар-Лейк (высокие широты Арктики) с точки зрения изменений снежного покрова. Они, как и другие исследователи, установили, что мощный, существующий длительное время снежный покров в некоторых субарктических районах служит причиной того, что в озерах возникают условия, сходные с теми, которые имеют место в озерах в течение темной

зимы в высоких широтах Арктики [91, 154]. Здесь снежный покров является доминирующим фактором контроля ежегодного поступления солнечной радиации в озеро [131], которое в свою очередь определяет продуктивность озера.

Газо- и массообмен

Черный лед с вертикально ориентированными оптическими осями кристаллов весьма прозрачен, в то время как другие компоненты ледяного покрова менее прозрачны или совсем непрозрачны. Несмотря на то что роль белого и черного льда с точки зрения проницаемости для радиации различна, ледяной покров любого типа препятствует газо- и массообмену между озером и атмосферой. Например, возникновение и рост ледяного покрова влияют на концентрацию кислорода в незамерзшей части озера. Озеро изолируется от атмосферного источника кислорода, а находящийся в озере кислород все еще продолжает поглощаться водой. Возникающее истощение запасов кислорода до некоторой степени компенсируется за счет вымораживания его из той части озера, которая замерзает полностью. Таким образом, с приходом зимы концентрация кислорода уменьшается. В некоторых озерах, характеризующихся низкой продуктивностью, в результате происходящих одновременно процессов истощения и концентрации в зимний период содержание кислорода возрастает [153]. В то же время в небольших озерах с мощным снежным покровом, низкой продуктивностью и ограниченным поступлением воды из-за замерзания озера кислородное истощение может быть существенным [86, 135].

Вымораживание других газов и твердых частиц происходит, когда возрастает толщина слоя черного льда, что приводит к повышению концентрации химических примесей в слое воды под поверхностью намерзания [103]. В вертикальных разрезах озера под льдом отмечаются два максимума концентрации калия, натрия, кальция и магния. Один максимум наблюдается непосредственно под льдом и представляет собой прямой результат вымораживания, а другой обусловлен опусканием плотной воды, обогащенной растворенными веществами [136]. Формирование и разрушение ледяного покрова определяет годовой ход изменений (максимум зимой и минимум в безледный сезон) концентрации химических веществ в озере. Процесс выделения солей во время замерзания повышает концентрацию в уменьшающемся объеме воды, в то время как таяние ледяного покрова озера весной резко уменьшает ее [78, 131, 136]. В период формирования льда медленное замерзание черного льда наиболее благоприятно для вымораживания газов и твердых частиц [128].

Таяние озерного покрова весной не всегда вызывает понижение концентрации химических веществ, так как осадки, скопившиеся за несколько месяцев в ледяном покрове и на его поверхности, при таянии льда попадают в озеро. Это может значительно повлиять на баланс питательных веществ в озере [33]. Инглиш [59] описывает влияние снежного покрова на содержание фосфора в озере в северной части Онтарио. Фосфор, приносимый твердыми осадками, откладывавшимися непосредственно на поверхности озера (а позднее, возможно, попадавший в ледяной покров), оказывает огромное влияние на озеро весной. Фосфор в снежном покрове суши в пределах площади водосбора распыляется по его поверхности, в то время как в озерном снежном покрове он сохраняется и попадает в озеро.

Существует обширная литература относительно связи химического состава зимних осадков и загрязнения озер.

В работах исследуются вопросы о содержании питательных веществ (нутриентов), а также проблемы кислых озер, расположенных с подветренной стороны промышленных зон, где лимнологические условия в зимний период могут быть критическими [73, 85].

В период развития ледяного покрова, когда лед замедляет течение и ограничивает приток и отток воды, на биоту и продуктивность озера существенное влияние оказывают уменьшение объема воды и понижение уровня в незамерзшей придонной зоне. Понижение уровня ослабляет турбулентность, что особенно заметно, когда озеро изолируется от атмосферы. Ослабление турбулентности существенно влияет на продуктивность озера, особенно вследствие ее воздействия на термическую стратификацию озерных вод. Течения, обусловленные различиями в плотности, в свою очередь связанными с наличием градиента температуры, под сплошным ледяным покровом могут быть весьма значительными [157].

Проблема продуктивности покрытых льдом и снегом озер в связи с кислородным питанием и поступлением воды имеет важное практическое значение для искусственной эвтрофикации озер, используемой для приема сточных вод. В таких озерах потребление кислорода возрастает без компенсационного увеличения его запасов. Это имеет особенно большое значение в арктических широтах, потому что при постоянно низкой температуре задерживается разложение органического вещества в озерах, которые получают нутриенты внезапно в период таяния, а также потому, что период поступления солнечной радиации к озеру невелик [131]. В работе [136] рассматриваются биологические процессы, происходящие в этих условиях. Проблема сточных вод в различных аспектах, имеющих большое практическое значение, разработана Диккенсом и Остеркампом [54, 120]. Одно из практических решений этой проблемы в областях вечной мерзлоты —

использование для сброса сточных вод лагун переменной глубины (глубоких зимой и мелких летом).

Детальному изучению биологического воздействия основных компонент озерного покрова (снег, белый лед, черный лед) уделяется сравнительно мало внимания, несмотря на то что пресноводный лед в Северной Америке, и особенно в Канаде, имеет большое значение. Уэлч [153] отмечает, что ограничение средней толщины снега служит мерой, позволяющей регулировать роль снежного покрова в световом режиме озер, где белый лед отсутствует или имеется в небольшом количестве. Он описывает трудности, связанные со стратиграфией и сложным пространственным распределением снежного покрова. Это один из примеров выявления роли одной из компонент покрова, на которую по-видимому, следует обратить особое внимание. Поскольку при малых углах падения солнечных лучей зимой поступает малое количество радиации, необходимо детально исследовать механизм влияния изменчивости оптических свойств озерного покрова на световой режим.

Игнорирование наличия белого льда и (или) его изменчивости может повлиять на интерпретацию результатов наблюдений за некоторыми биологическими явлениями и процессами. Например, ошибки при определении роли ледяного покрова в энергетическом балансе озера могут быть велики, если использовать максимальное значение плотности льда, которое составляет 917 кг/м^3 , в то время как плотность льда в покрове сильно изменяется в пространстве. Кроме того, как уже сообщалось выше, белый лед оказывает существенное влияние на процессы теплообмена, и поэтому пространственная изменчивость белого льда обуславливает различие термического режима в разных частях озера.

Роль белого льда и других форм агломерационного льда в процессе вымораживания, по-видимому, отличается от той роли, которую играет черный лед, находящийся в непосредственном контакте с основной водной массой озера. В процессе формирования ледяного покрова газы или твердые частицы из воды проникают в трещины во льду. Когда новый слой льда полностью замерзает на поверхности существующего покрова, газы и химические вещества концентрируются в области контакта между двумя слоями. Эти участки льда расположены более благоприятно для получения солнечной радиации, чем нижележащая водная масса озера и, таким образом, могут представлять собой более благоприятную среду обитания для организмов, живущих во льду, например для водорослей. Данбар описывает состояние флоры, которая существует на нижней поверхности морского льда, особо отмечая пространственную неоднородность этой специфической среды обитания [57]. Различные комбинации трех главных компонент озерного покрова (снег, столбчатый лед и зернистый лед) и

их эволюция обуславливают сложное разнообразие биологической среды озера.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРОЧНОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Несущая способность ледяного покрова изменяется в зависимости от типа льда и его толщины. Значения прочности льда, применимые для всех случаев, получить не просто, хотя в некоторых работах представлены методы измерения и приведены экспериментальные результаты [1, 45, 62—64, 98, 104, 127, 128]. Проблемы определения прочности льда рассматривались Лавровым [2], Уиксом и Ассуром [155]. Полученные значения прочности зависят от плотности льда, температуры, места и скорости приложения нагрузки, размера и формы образцов, используемых при испытаниях, размера кристаллов и их ориентировки по отношению к нагрузке [71, 74], степени связности кристаллов и т. п. Кроме того, нельзя просто экстраполировать результаты, полученные для небольших образцов, на плавучий ледяной покров [117, 118, 144]. Для неподвижных объектов важны продолжительность нагрузки и ее распределение (например, на стоянке транспортных средств). Сдвиговые свойства белого льда специально изучались Стернсом [143].

Часто считается, что черный лед прочнее белого. Джонс [89] приводит данные Франкенштейна [63], чтобы продемонстрировать, что наличие белого льда приводит к уменьшению прочности ледяного покрова. Такое уменьшение прочности может оказаться критическим при передвижении по льду. Таблицы минимальной безопасной толщины льда часто имеют примечания, типа «лед должен быть чистым и голубым» [119].

Хотя ряд исследователей, изучавших белый и черный лед, внесли ясность в вопрос об их различиях, все же следует воздержаться от категорических заявлений по поводу различия их плотностей. Многие факторы, определяющие результаты испытаний прочности льда, ясно указывают на то, что прочностные характеристики двух кристаллографических разных типов льда неодинаковы, а несущая способность не является простой функцией толщины, если речь идет более чем об одном типе льда. В табл. 10.2 приведены значения толщины льда, выдерживающего типичные нагрузки; даны также ограничения параметров в целях безопасности. Значения, приведенные в таблице, эмпирические и обеспечивают фактор безопасности от 1,5 до 2. Существуют многочисленные теоретические исследования несущей способности льда, результаты которых хорошо коррелируются с эмпирическими данными.

В идеальном случае для того чтобы судить о прочности озерного покрова, требуются детальные стратиграфические и прост-

Таблица 10.2

Эмпирические значения безопасной толщины льда при типичных нагрузках [128]

Объект	Масса, кг	Операция	Толщина льда	
			пресноводного	морского
Самолет «Дакота»	12 800	Стоянка	0,61	1,02
То же	12 800	Приземление на лыжи	0,36	0,60
Самолет «Оттер»	3 300	То же	0,18	0,36
Гусеничное транспортное средство	9 000	Медленное движение	0,43	0,67
Снегоход	360	То же	0,1	0,18
Человек	90	Стоящий	0,08	0,13

Примечание. Предполагается, что температура воздуха у поверхности льда -10°C , толщина льда постоянна, трещины отсутствуют. Не учитывается возможность деструктивного резонанса ледяного покрова. Это явление может быть опасным при движении транспортных средств по ледяному покрову на мелководье. Зернистый лед здесь не выделяется.

ранственные исследования характера формирования и развития слоев, слагающих покров [74]. Должны быть полностью учтены свойства, пространственные вариации и относительное влияние основных составляющих покрова.

Большая работа выполнена в целях увеличения несущей способности ледяных покровов для обеспечения бесперебойного движения наземного и воздушного транспорта, а также лесозаготовок [22, 52]. Самым простым методом служит периодический полив водой с целью утолщения ледяного покрова. Эффективно также увеличение прочности с помощью таких материалов, как опилки, газетная бумага и стеклопластик. Коубл и Кингери [52] разработали теоретические основы нескольких методов увеличения прочности снежных и ледяных дорог, а также представили экспериментальные данные и экономический анализ.

Прочность льда — важное свойство, влияющее на растяжение и сжатие льда при изменениях температуры. Расширение ледяного покрова при довольно резком повышении температуры, как это уже было показано, имеет важное значение с точки зрения геоморфологии [90, 126, 172], биологии [131, 150, 151] и техники [75, 110]. Толщина льда, размер и форма озера — важные характеристики, определяющие подвижку льда, если в покрове возникают напряжения, вызываемые различиями температур. Однако даже очень тонкий снежный покров быстро нивелирует температуру воздуха внутри ледяного покрова [88, 89, 110, 113]. Например, при изменении температуры воздуха на 15°C изменение температуры в снежном покрове, имеющем значительную плотность (400 кг/м^3) и теплопроводность, на глубине 15 см может

составить 5°C. Уменьшение амплитуды колебаний температуры с глубиной в случае слоистой толщи, сложенной снегом, белым льдом и черным льдом, больше, чем в случае покрова, состоящего из снега и черного льда из-за низкой (по сравнению с черным льдом) теплопроводности белого льда [88].

При расширении покрова, сложенного белым льдом, напряже-



Рис. 10.5. Подвижка льда на озере Астрей-Лейк, Лабрадор-Унгава, вызванная ветром.

Заметна слоистость, представленная в этом едином куполе четырьмя толщами озерного ледяного покрова. Отчетливо виден слой черного льда. Лед прошел над зарослями ольхи (*Alnus crispa*), частично затопленными в период высокого уровня воды. Заросли ольхи, которая благодаря большой устойчивости к повреждениям коры, гибкости и активному возобновлению посредством быстрого роста новых побегов из срезанных льдом пеньков, часто служат характерным признаком ледовых подвижек [151].

ния на краях озера ослабляются имеющимися в толще льда воздушными полостями. Следовательно, вызываемые температурными различиями подвижки льда менее вероятны там, где покров сложен снегом, снежниками и белым льдом.

Таяние составляющих снежного покрова происходит в следующей последовательности: снег, белый лед, черный лед. Продлевая период существования сплошного ледяного покрова и льдин в сезон вскрытия, мощный покров снега и белого льда увеличивает потенциальную возможность разрушения береговой линии льдом в результате ветрового волнения [160]. Подобный процесс деформации берега в ледовый сезон характерен для востока Северной Америки [147]. Задержка вскрытия озер до тех пор, пока уровень воды в них не повысится, вызывает значительное разрушение берегов движущимися ледяными полями. Ветровые подвижки типа рассмотренной на рис. 10.5, обычно представляют собой результат воздействия не льдин, а всего ледяного покрова озера, на котором имеются узкие разводья. Эти явления затраги-

вают большие пространства и даже слабые ветры могут весьма эффективно двигать лед. Там, где есть течение, льдины приносят огромный ущерб [13]. Форма, размер озера и характеристики его береговой линии оказывают существенное влияние на процессы расширения ледяного покрова и ветровые подвижки льда.

Контакт льда и горных пород у берегов озера привлекает внимание геоморфологов и геологов [17, 28, 89, 131, 151]. В большинстве посвященных этой проблеме исследований подчеркивается влияние подвижек льда на рельефообразование, растительность и формирование береговой линии. Аннотированные библиографии Дионна [55, 56] и Труды Симпозиума по геологической деятельности дрейфующих льдов [114] служат превосходным вкладом в литературу, посвященную этой проблеме.

Термические нагрузки в ледяном покрове обуславливают появление трещин, через которые может поступать вода, заливая поверхность льда. Большое влияние трещин на развитие ледяного покрова озера уже рассматривалось выше при изложении некоторых проблем, таких как формирование белого льда и прочность покрова. Дальнейшее изучение трещиноватости озерных покровов необходимо не только для понимания процессов формирования трещин, но также и для объяснения повторного замерзания воды в трещинах при расширении ледяного покрова и роли трещин в процессе обмена между «закупоренным» озером и атмосферой. Поскольку растяжение в озерном льду происходит активнее сжатия, растрескивание может быть вызвано значительно меньшими изменениями температуры, по сравнению с ее изменениями, необходимыми для существенного разрушения льда. Снежный покров ограничивает рост черного льда и способствует развитию менее прочного льда. Тем не менее он может увеличивать несущую способность ледяного покрова за счет уменьшения хрупкости льда, что в свою очередь обуславливает повышение устойчивости к термическому растрескиванию. Прочность льда зависит не только от его толщины и типа, но также от размеров трещин и их распределения. По мнению Уикса и Ассура [155] прочностные свойства крупных массивов льда менее существенны по сравнению с расстоянием между трещинами. Это расстояние обуславливается хрупкостью льда, имеющей большое значение в случае холодного пресноводного льда и меньшее — в случае теплого. Хрупкость и трещиноватость зависят от толщины снега и в меньшей степени от толщины белого льда.

РОЛЬ СНЕГА И ЛЬДА НА ОЗЕРАХ В КРУГОВОРОТЕ ВОДЫ

Файндли, Джонс, Уильямс и другие исследователи [60, 61, 88, 89, 165] изучали роль озерного покрова в гидрологическом режиме региона. Часть содержащейся в озере воды находится в за-

мерзшем состоянии, образуя часть ледяного покрова — черный лед и, возможно, две трети белого льда. Снежные осадки, сохраняющиеся на поверхности озера, так же как и снежный покров на суше, представляет собой временные запасы воды. Ледяной покров частично или полностью препятствует притоку и оттоку воды из озера и, замедляя течения, уменьшает или сводит на нет пропускную способность озера.

Однако, кроме замедления стока, ледяной покров может способствовать перемещению некоторого объема воды из озера. В идеальном случае формирование свободно плавающего ледяного покрова не должно приводить к выносу воды, так как увеличение объема из-за изменения состояния равно той части покрова, который находится выше уровня воды. Вода удаляется там, где на ледяной покров воздействует снежная нагрузка. Джонс [88] предположил, что снежная нагрузка полностью нейтрализуется плавучестью льда, и подсчитал, что более 14 % зимнего расхода с изучаемой площади водосбора (22 % озерного покрова) не обусловлено осадками. Поскольку плотность белого льда меньше (объем, получающийся при замерзании белого льда, больше) и, кроме того, этот лед включает массы не озерного происхождения (снег), он выносит значительное количество воды. Джонс полагает, что это количество составляет более трех четвертей от 14 % зимнего расхода. Таким образом, характер роста льда на озере в течение зимы влияет на характер зимнего гидрографа. Прогибание ледяного покрова под действием ветра и снежная нагрузка на него могут вызвать внезапные попуски из озера в начале лета [60]. Отмечалось также увеличение зимних расходов, вызванное таянием в основании ледяного покрова, перекрытого мощной толщей снега [165].

В тех случаях, когда поверхность озера составляет основную часть поверхности водосбора, осадки, выпадающие непосредственно на ледяной покров озера, могут быть соизмеримы с осадками, выпадающими на площади всего бассейна. Если плотность снежного покрова составляет 300 кг/м^3 , слой льда толщиной примерно 7,5 см образуется за счет осадков, а не вследствие замерзания озерной воды. На территории водосбора, в котором площадь озера Ноб, Лабрадор-Унгава, составила 23 % всего водосбора, поправка, к данным весенних снегомерных работ за счет этого явления составила 2,5 см слоя воды по всему бассейну при общем количестве зимних осадков 30 см [18].

Поскольку таяние озерного снежного покрова и белого льда и окончательное исчезновение ледяного покрова происходит после того, как снег растает на суше, озерный покров вызывает задержку стока талых вод из бассейна. Это в особенности справедливо для белого льда, в котором снежицы обуславливают поздний пик мощности льда, а высокие значения альбедо льда служат причиной задержки вскрытия после исчезновения снежного

покрова. В то же время, согласно Джонсу [88], объем воды, изъятый зимой, должен быть восстановлен в период таяния. Влияние только одного белого льда на весенний гидрограф (объем воды, полученный в результате таяния, меньше, чем объем, изъятый зимой) такое же, как влияние всего озерного покрова на сток. Наблюдается общее распластывание гидрографа, менее крутая ветвь подъема и устойчивые весьма высокие расходы, связанные с возвратом накопленной во льду воды, после прохождения пика от снеготаяния. Для детального прогноза стаивания льда требуется исчерпывающая информация об озерном покрове.

Было показано, что применение пыли для ускорения вскрытия (т. е. для того чтобы уменьшить задержку нового поступления воды) более эффективно на озерах со значительным снежным покровом и белым льдом [161, 166]. Однако целью большинства этих экспериментов было улучшение движения транспорта по водным путям или изменение расходов путем предотвращения затоплений. В общем влияние озера и озерного покрова на весенний сток можно считать, не прибегая к научным терминам, благоприятным.

ИЗМЕРЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕГА И ЛЬДА НА ОЗЕРАХ

Многообразие зимнего покрова на озерах, неоднородного по толщине и по типам льда и снега, весьма изменчивого в пределах одного озера и от озера к озеру, обуславливает ряд проблем при измерении характеристик снега и льда. Они могут быть решены разными способами — от дистанционных космических методов до бурения единственной скважины во льду. Возникают четыре главных вопроса, каждый из которых заслуживает внимания: «Где, когда, что и как измерять?» Поскольку система измерений может быть выбрана должным образом только в соответствии с поставленной задачей (например, подход к детальным исследованиям энергетического баланса озера должен отличаться от подхода при региональном прогнозе толщины льда), все эти вопросы могут рассматриваться лишь в общем плане.

Обсуждая вопрос, как и когда проводить измерения, следует отметить, что стандартная методика измерения характеристик ледяного покрова в Северной Америке предусматривает использование мерной ленты, погруженной в скважину [39, 48, 149] (рис. 10.6). Обычно для получения информации о зимнем покрове всех водных пространств в районе производится одно измерение в неделю на одном из озер. Для анализа развития ледяного покрова необходимы частые наблюдения, но периодическое бурение белого льда может привести к затоплению льда. Для уточнения

информации о ледовых условиях нужны приборы, которые устраняют необходимость в бурении скважин [5, 20, 84, 130, 148].

Даже если бы были разработаны более совершенные методы измерений, возникли бы затруднения при анализе пространственного распределения характеристик по данным, полученным для

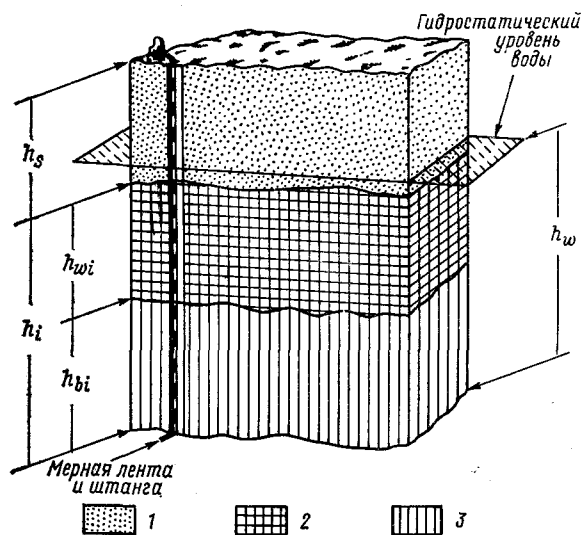


Рис. 10.6. Главные компоненты озерного ледяного покрова, измеряемые при бурении скважины [9].

h — толщина покрова, индексами s , wi , bi и w обозначены соответственно снег, белый лед, черный лед и вода; 1 — снежный покров, 2 — белый лед, 3 — черный лед.

одной точки. Проблема репрезентативности одного или нескольких измерений на озере исследована Эндрюсом, Джонсом, Адамсом и Брэнджером [14, 15, 19, 27, 89]. Адамс и Брэнджер измерили средние значения характеристик льда на крупном, случайно выбранном образце и предложили практически удобный метод выбора площадок измерений с тем, чтобы по возможности разрешить эту проблему в районах, где можно провести лишь несколько измерений. В идеальном случае ряд измерительных приборов, размещенных в соответствии с известными особенностями местных ледовых условий, может обеспечить получение данных на официальных ледомерных постах.

Важно, чтобы полученные данные наблюдений отражали как средние значения необходимых параметров льда, так и возможный разброс значений. Во многих случаях этот разброс (включая экстремальные значения) более важен, чем средние значения. Использование крупных случайно выбранных образцов позволяет определить размах колебаний ледовых условий, что необходимо для детальных исследований, и позволяет сделать их менее трудоемкими. Точно такие же результаты могут быть получены с помощью измерения толщины льда мобильными средствами по случайно выбранным поперечникам [46, 111] или при помощи

разрабатываемых дистанционных методов [49, 68, 134]. Большинство попыток разработки дистанционных методов было направлено на решение проблем, связанных с морским льдом, поэтому возможность их применения для пресноводного льда разного типа, так же как и точность измерения, пока неизвестны.

Это приводит нас к следующему вопросу — что же следует измерять. При стандартных съемках, как правило, измеряют толщину снега и общую толщину льда. Справочники обычно содержат сведения о типах льда, наблюдаемых только при ледоставе и

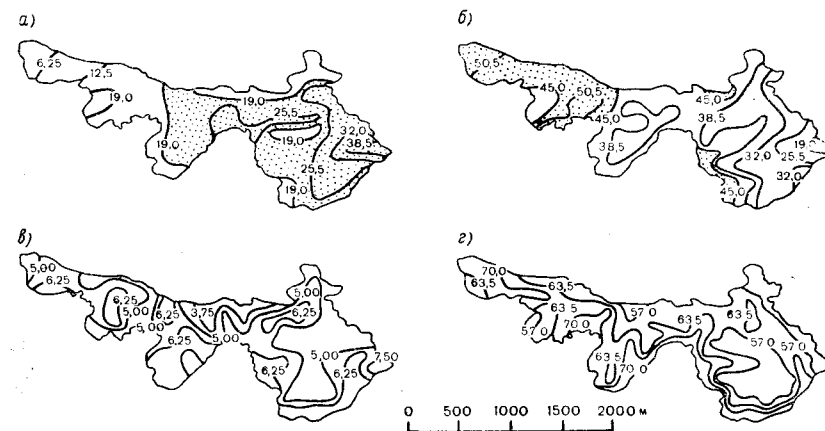


Рис. 10.7. Распределение толщины (см) слоя компонентов озерного покрова на озере Джиллис, полуостров Брюс, Онтарио, весной 1971 г.

Снежный покров — малоомощный, однородный по толщине, плотность $< 300 \text{ кг/м}^3$; слой белого льда — толстый и неоднородный; предполагается, что фаза образования белого льда недавно завершилась, на что ушла значительная часть первоначального снежного покрова.

а — черный лед, б — белый лед, в — снегозапасы, г — ледяной покров в целом.

вскрытии. Весьма желательно, чтобы стандартная методика измерений предусматривала по крайней мере дифференциацию черного и белого льда и получение данных о гидростатическом уровне воды (как показателе потенциальной высоты паводка на озере; см. рис. 10.6) и плотности снежного покрова. Полученные одновременно данные о толщине и плотности снега содержат гораздо больше информации о свойствах льда (таких как прочность, теплопроводность, снегозапас), чем данные только о толщине снега [9]. Пространственное распределение измеренных характеристик приведено на рис. 10.7. Обычно на озерах самые высокие значения коэффициента вариации толщины слоя наблюдаются для снежного покрова, затем следуют белый лед, черный лед и весь лед в целом.

Примечательно, как мало мы знаем о снежном покрове той огромной части Канады, которая занята пресноводными водоемами.

При измерениях характеристик снежного покрова на суше встречаются определенные трудности [12, 21], однако на всей территории Канады производятся ежесуточные измерения толщины снежного покрова, на многих снегомерных маршрутах толщина, плотность и снегозапас измеряются раз в неделю или дважды в месяц, исследуются также стратиграфия снежного покрова на суше и ледниках. В противоположность этому измерения толщины снега на озерах производятся на изолированных площадках лишь на нескольких из них, выбранных главным образом из соображений удобства. Поскольку белый лед при этих съемках не регистрируется, невозможно оценить долю зимних осадков, питающих ледяной покров.

Работы Брайана и Ларсона [41, 42] и других исследователей, применявших прибор SLAR, представляющий собой радиолокатор бокового обзора, установленный на самолете, кажутся весьма многообещающими в отношении дифференциации всех компонентов озерного покрова. Однако ограничения, связанные с точностью измерений, показывают, что даже если в обозримом будущем появится адекватная методика наблюдений за экстремальными ледовыми условиями, мониторинг развития озерного покрова в целом будет, вероятно, оставаться довольно трудоемким.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бутягин И. П. Прочность льда и ледяного покрова.— Новосибирск: Наука, 1966, с. 1—54.
2. Лавров В. В. Деформация и прочность льда.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 206 с.
3. Пивоваров А. А. Термика замерзающих водоемов.— М.: Изд-во МГУ, 1972.— 140 с.
4. Полякова К. Н. Характеристики таяния ледяного покрова и вскрытия в среднем течении р. Лена.— Советская гидрология, 1966, № 3, с. 276—292.
5. Сычев К. И. Регистр толщин льда.— Советская Арктика, 1940, № 5, с. 1—4.
6. Шуляковский П. А. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов.— М.: Гидрометеиздат, 1960.— 216 с.
7. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 492 с.
8. Adams W. P. 1966. Ablation and runoff on the White Glacier. Axel Heiberg Island Res. Rep., Glaciol. No. 1, McGill Univ., Montreal, P. Q.
9. Adams W. P. 1976a. Diversity of lake cover and its implications. Musk Ox, No. 18, pp. 86—98.
10. Adams W. P. 1976b. Field determination of the densities of lake ice sheets. Limnol. Oceanogr., Vol. 21, No. 4, pp. 602—608.
11. Adams W. P. 1976c. A classification of freshwater ice. Musk Ox, No. 18, pp. 99—102.
12. Adams W. P. 1977a. Limitations of the bulk density method of snow course measurement. J. Soil Water Conserv., No. 32, Vol. 3, pp. 135—137.
13. Adams W. P. 1977b. How spring ice breakups alter our shorelines. Can. Geogr. J., Vol. 94, No. 2, pp. 62—65.
14. Adams W. P. and A. G. Brunger. 1972. Sampling a subarctic lake cover. Int. Geography/La Géographie Int. (W. P. Adams and F. M. Helleiner, eds.), Univ. of Toronto Press, Vol. 1, pp. 222—226.
15. Adams W. P. and A. G. Brunger. 1975. Variation in the quality and thickness of the winter cover of Knob Lake, Subarctic Quebec. Revue de Géographie de Montreal, Vol. XXIX, No. 4, pp. 335—346.
16. Adams W. P. and J. A. A. Jones. 1971. Observations in the crystallographic relations of white ice and black ice. Geophysica, No. 11, Vol. 2, pp. 151—163.
17. Adams W. P. and S. A. Mathewson. 1976. Approaches to the study of icepush features with reference to Gillies Lake, Ontario, Revue de Géographie de Montreal, Vol. XXX, Nos. 1—2, pp. 187—196.
18. Adams W. P. and R. J. Rogerson. 1968. Snowfall and snowcover at Knob Lake. Proc. 25th Annu. Meet., East Snow Conf., pp. 110—139.
19. Adams W. P. and J. B. Shaw. 1966a. The bathymetry and ice cover of lakes in the Schefferville area. McGill Sub-Arctic Res. Pap. No. 21, pp. 201—212.
20. Adams W. P. and J. B. Shaw. 1966b. Improvements in the measurements of a lake ice cover. J. Glaciol., Vol. 6, No. 44, pp. 299—302.
21. Adams W. P., B. F. Findlay and B. E. Goodison. 1976. Improving the data base of snow science. Proc. 33rd Annu. Meet., East Snow Conf., pp. 23—40.
22. Ager B. H. 1961. Snow roads and ice landings. Tech. Pap. 127, Nat. Res. Counc. Can., Div. Build. Res., Ottawa, Ont., pp. 137—146.
23. Ager H. B. 1962. Studies on the density of naturally and artificially formed freshwater ice. J. Glaciol., Vol. 4, pp. 207—214.
24. Albrecht M. L. 1964. Die Lichtdurchlässigkeit von Eis und Schnee und ihre Bedeutung für Sauerstoffproduktion im Wasser. Dtsch. Fisch.-Ztg., Vol. 11, pp. 371—376.
25. Allen W. T. R. 1964. Break-up and freeze-up dates in Canada. CIR 4116, Ice-17, Can. Dept. Transp., Meteorol. Branch, Toronto, Ont.
26. Allen W. T. R. and B. S. V. Cudbird. 1971. Freeze-up and break-up dates of water bodies in Canada. CLI-1-71, Can. Meteorol. Serv., Downsview, Ont.
27. Andrews J. T. 1962. Variability of Lake-ice growth and quality in the Schefferville region, Central Labrador-Ungava. J. Glaciol., Vol. 4, No. 33, pp. 337—347.
28. Archer D. R. and B. F. Findlay. 1966. Comments on littoral ice conditions at one site on Knob Lake. McGill Sub-Arctic Res. Pap. No. 21, pp. 189—190.
29. Assur S. 1968. Discussion of bearing capacity of floating ice sheets. Trans. Am. Soc. Civil Eng., Vol. 127, Part I, pp. 563—566.
30. Bader H. 1939. Mineralogical and structural characteristics of snow and its metamorphism. In Snow and its Metamorphism (English transl. by US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab., Tech. Transl. No. 14, pp. 3—56).
31. Barnes D. F. 1959. Preliminary report on Lake Peters, Alaska ice studies. Proc. 2nd Annu. Arctic Planning Sessions, Geophys. Res. Dir., US Air Force Cambridge Res. Centre, pp. 102—110.
32. Barnes D. F. 1960. An investigation of a perennially frozen lake. Rept. 129, Geophys. Res. Inst., Air Force Survey in Geophys., US Air Force Cambridge Res. Center, Cambridge, Mass.
33. Barica J. and F. A. J. Armstrong. 1971. Contribution of snow to the nutrient budget of some small northwest Ontario lakes. Limnol. Oceanogr., Vol. 16, pp. 891—899.
34. Bilello M. A. 1964a. Ice prediction curves for lake and river locations in Canada. Res. Rep. 129, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
35. Bilello M. A. 1964b. Method of prediction of river and lake ice formation. J. Appl. Meteorol., Vol. 3, No. 38, pp. 38—44.
36. Bilello M. A. 1968. Water temperatures in a shallow lake during ice formation, growth and decay. Water Resour. Res., Vol. 4, pp. 749—760.
37. Bilello M. A., W. P. Adams and J. B. Shaw. 1966. Prediction of ice formation on Knob and Maryjo Lakes, Schefferville, McGill Sub-Arctic Res. Pap., No. 21, pp. 213—225.
38. Bilello M. A. et al. 1961—75. Ice thickness observations. North American Arctic and Subarctic. Special Rep. 43/1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.

39. Bilello M. A. 1974. Surface measurements of snow and ice for correlation with data collected by remote sensing systems. *Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour., Interdisc. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C.*, pp. 283—293.
40. Brewer M. C. 1958. The thermal regime of an arctic lake. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 39, No. 2, pp. 278—284.
41. Bryan M. L. 1974. Ice thickness and variability on Silver Lake, Genesee Country Michigan: a radar approach. *Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour., Interdisc. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C.*, pp. 213—222.
42. Breyan M. L. and R. W. Larson. 1975. The study of freshwater lake ice using multiplexed imaging radar. *J. Glaciol.*, Vol. 14, No. 72, pp. 445—457.
43. Burbidge F. E. and J. R. Launder. 1957. A preliminary investigation into break-up and freeze-up conditions in Canada. *Cir. 2939, Tec.-252, Can. Dept. Transp., Meteorol. Branch, Toronto, Ont.*
44. Burgi P. H., J. M. Childers, G. Frankenstein, J. F. Kennedy and G. A. Ashton. 1974. River ice problems: a state of the art survey and assessment of research needs. *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng. 100, HYI*, pp. 1—15.
45. Butkovich T. R. 1954. Ultimate strength of ice. *Res. Pap. 11, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.*
46. Campbell K. J. and A. J. Orange. 1974. Continuous sea and freshwater ice thickness profiling using an impulse radar system. *Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour., Interdisc. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C.*, pp. 432—442.
47. Canada, AES. 1958—present. Ice thickness data for Canadian selected stations. *Circ. 4372. Continuing series, Atmos. Environ. Serv., Downsview, Ont.*
48. Canada AES. 1969. *Manice, 3rd Provisional Ed., Atmos. Environ. Serv., Downsview, Ont.*
49. Canada DRB. 1971. *Proc. of a seminar on thickness measurement of floating ice by remote sensing. Def. Res. Board, Ottawa, Ont., Oct. 1970.*
50. Carey K. L. Icings developed from surface water and groundwater, Mono, III-D3, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
51. Catchpole A. J. M., D. W. Moodie and D. Milton. 1976. Freeze-up and break-up of estuaries on Hudson Bay in the eighteenth and nineteenth centuries. *Can. Geogr.*, Vol. XX, No. 31, pp. 279—297.
52. Coble R. L. and W. D. Kingery. 1963. Ice reinforcement. In *Ice and Snow* (W. D. Kingery, ed.), Mass. Inst. Tech. Press, Cambridge, Mass., pp. 130—148.
53. Davies J. A. 1962. Albedo measurements over subarctic surfaces. *McGill Sub-Arctic Res. Pap. No. 13.*
54. Dickens H. B. 1959. Water supply and sewage disposal in permafrost areas of Northern Canada. *Polar Rec.*, Vol. 9, No. 62, pp. 421—432.
55. Dionne J. C. 1969. An annotated bibliography of "glacier" studies, morphosedimentological aspects. *Revue de Géographie de Montreal*, Vol. XXIII, No. 3, pp. 339—49.
56. Dionne J. C. 1974. *Bibliographie annotée sur les aspects géologiques du glacier. Rapport d'Information LAN-X-9, Centre de Recherches Forestières des Laurentides, Ste-Foy, P. Q.*
57. Dunbar M. J. 1968. *Ecological Development in Polar Regions. Prentice-Hall, N. J.*
58. Dutton J. A. and R. A. Bryson. 1962. Heat flux in Lake Mendota. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 7, No. 1, pp. 80—97.
59. English M. 1976. Phosphorus input into a lake from stored winter precipitation. *Trent Stud. Geogr., Trent Univ.*, Vol. 5, pp. 56—68.
60. Findlay B. F. 1966. The water budget of the Knob Lake area: A hydrological study in Central Labrador-Ungava. *McGill Sub-Arctic Res. Pap. No. 22*, pp. 1—95.
61. Findlay B. F. 1969. Precipitation in Northern Quebec and Labrador: an evaluation of measurement techniques. *Arctic*, Vol. 22, No. 2, pp. 140—150.

62. Frankenstein G. E. 1959. Strength data on lake ice. *Tech. Rep. 59, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.*
63. Frankenstein G. E. 1969. Ring tensile strength studies of ice. *Tech. Rep. 172, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.*
64. Gaitskhoki B. Y. 1970a. A photometric model of the snow-ice cover. *The Physics of Ice* (V. V. Bogorodskii, ed.) Vol. 295, pp. 48—52 (English transl. by Israel Prog. Sci. Transl., Transl. No. 5849).
65. Gaitskhoki B. Y. 1970b. Spectral transmission of snow and some ice varieties. *The Physics of Ice* (V. V. Bogorodskii, ed.) Vol. 295, pp. 44—47 (English Transl. by Israel Prog. Sci. Transl., Transl. No. 5849).
66. Gaitskhoki B. Y. 1975. Optical characteristics of certain varieties of natural ice. In *Physical Methods of Investigation of Ice and Snow* (V. V. Bogorodskii and V. P. Gaurilo, eds.) (English Transl. by US Nat. Aeronaut. Space Admin., Transl. II, F-D, 009, 1976, pp. 71—73.
67. Giddings J. C. and E. LaChapelle. 1961. Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow. *J. Geophys. Res.* Vol. 66, pp. 181—189.
68. Glaciology J. 1974. Symposium on remote sensing in Glaciology. *J. Glaciol.*, Vol. 15, No. 73.
69. Glen J. W. 1974. The physics of ice. *Mono. II-C2a, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.*
70. Glen J. W. 1975. The mechanics of ice. *Mono. II-C2b, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.*
71. Gold L. W. 1960. Field study on load bearing capacity of ice curves. *Pulp Pap. Mag. Can., Woodlands Section.*
72. Gold L. W. 1966. Dependence of crack formation on crystallographic orientation for ice. *Can. J. Phys.*, Vol. 44, pp. 2757—2764.
73. Gold L. W. 1967. Time to formation of first cracks in ice. In *Physics of Snow and Ice*, (H. Oura, ed.), *Inst. Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo*, Vol. 1, No. 1, pp. 360—370.
74. Gold L. W. 1968. Elastic and strength properties of freshwater ice. Ice pressures against structures, *NRC No. 9851, Nat. Res. Council Can., Assoc. Comm. Geotech. Res., Ottawa, Ont.*, pp. 13—23.
75. Gold L. W. and G. P. Williams, eds. 1968. *Ice pressures against structures. Teach. Memo. 92, Nat. Res. Council Can., Assoc. Comm. Geotech. Res., Ottawa, Ont.*
76. Hagen A. and A. Langeland. 1973. Polluted snow in southern Norway and the effect of the meltwater on freshwater and aquatic agencies. *Environ. Pollut.*, Vol. 5, No. 1, pp. 45—57.
77. Hamelin L. E. 1960. Classification générale des glaces flottantes. *Naturaliste Canadien*, Vol. LXXXVII, No. 10, pp. 209—227.
78. Hansen K. 1967. The general limnology of arctic lakes as illustrated by examples from Greenland. *Medd. om Gronland*, Vol. 178, No. 3.
79. Harden D., P. Barnes and E. Reimnitz. 1977. Distribution and character of naleds in northern Alaska. *Arctic*, Vol. 30, No. 1, pp. 28—40.
80. Hart S. R. and J. S. Steinhart. 1965. Terrestrial heat flow: measurements in lake bottoms. *Science*, Vol. 149, pp. 1499—1501.
81. Hathersley-Smith G., J. E. Keys and H. Serson. 1970. Density Stratified lakes in northern Ellesmere Island. *Nature*, Vol. 225, No. 5527, pp. 55—56.
82. Hendy C. H., M. J. Selby and A. T. Wilson. 1972. Deep Lake, Cape Barnes, Antarctica. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 17, No. 3, pp. 356—362.
83. Hobbs P. V. 1974. *Physics. Clarendon Press, Oxford.*
84. Houle J. P. 1961. Two instruments for the measurements of ice thickness. *DRNL Tech. Note S/61, Can. Def. Res. Board, Ottawa, Ont.*
85. Hultberg H. 1976. Thermally stratified acid water in later winter—a key factor inducing self-accelerating processes which increase acidification. *Water, Air, Soil Pollut.*, Vol. 7, pp. 279—294.
86. Hutchinson G. E. 1957. *A Treatise on Limnology. John Wiley and Sons, New York.*

87. Johnson N. M. and G. E. Likens. 1967. Steady-state thermal gradient in the sediments of a micromictic lake. *J. Geophys. Res.*, Vol. 72, pp. 3049—3052.
88. Jones J. A. A. 1969. The growth and significance of white ice at Knob Lake, Quebec. *Can. Geogr.*, Vol. 13, pp. 354—372.
89. Jones J. A. A. 1970a. The growth and significance of white ice at Knob Lake, Quebec. *McGill Sub-Arctic Res. Pap. No. 25*, pp. 6—160.
90. Jones J. A. A. 1970b. Ice-shove—a review with particular reference to the Knob Lake area. *McGill Sub-Arctic Res. Pap. No. 25*, pp. 223—231.
91. Kalff J. and H. E. Welch. 1974. Phytoplankton production in Char Lake, a natural polar lake, and in Meretta Lake, a polluted polar lake, Cornwallis Island, N. W. T. *J. Fish. Res. Board Can.*, Vol. 31, No. 5, pp. 621—636.
92. King R. 1973. Winter Heating lakes. *Trent Stud. Geogr.*, Trent Univ., Peterborough, Ont., Vol. 2, pp. 11—19.
93. Kivisild H. R. 1970. River and lake ice terminology. *Int. Assoc. Hydraul. Res.*, Symp. Ice and its Hydraulic Action, Reykjavik, Iceland, Vol. 1, pp. 1—14.
94. Knight C. A. 1962. Studies of arctic lake ice. *J. Glaciol.*, Vol. 4, pp. 319—335.
95. LaChapelle E. R. 1977. Field guide to Snow Crystals. Univ. of Washington Press, Seattle.
96. Likens G. E. and N. M. Johnson. 1969. Measurement and analysis of the annual heat budget for the sediments in two Wisconsin lakes. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 14, No. 1, pp. 115—135.
97. Likens G. E. and R. A. Ragotskie. 1965. Vertical winter motion in a small ice-covered lake. *J. Geophys. Res.*, Vol. 70, pp. 2333—2344.
98. Liboutry L. 1964. *Traité de Glaciologie*, Tome I, Masson et Cie, Paris.
99. Lyons J. B. and R. E. Stoiber. 1959. Orientation fabrics in lake ice. *J. Glaciol.*, Vol. 4, No. 32, pp. 367—370.
100. MacKay D. K. and O. H. Löken. 1974. Arctic hydrology. In *Arctic and alpine environment* (J. R. Ives and R. G. Barry, eds.), Methuen, London, pp. 111—132.
101. Maguire R. J. 1975a. Effect of ice and snowcover on transmission of light in lakes. *Sci. Ser. No. 54*, Environ. Can., Inland Waters Dir., Ottawa, Ont.
102. Maguire R. J. 1975b. Light transmission through snow and ice. *Tech. Bull. No. 91*, Environ. Can., Inland Waters Dir., Ottawa, Ont.
103. Maguire R. J. and N. Watkin. 1975. Effects of ice cover on dissolved oxygen in Silver Lake, Ontario. *Tech. Bull. No. 89*, Environ. Can., Inland Waters Dir., Ottawa, Ont.
104. Mantis H. T., ed. 1951. Review of the properties of snow and ice. *Rep. No. 4*, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.
105. Mellor M. 1962. The physics and mechanics of snow as a material. *Mono. II-B*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
106. Mellor M. 1964a. Snow and ice on the earth's surface. *Mono. II-C1*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
107. Mellor M. 1964b. Properties of ice. *Mono. III-A1*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
108. Michel B. 1963. Theory of formation and deposition of frazil ice. *Proc. 20th Annu. Meet., East Snow Conf.*, pp. 130—148.
109. Michel B. 1967. Morphology of frazil ice. *Physics of Snow and Ice* (H. Oura, ed.), *Inst. Low Temp. Sci.*, Hokkaido Univ., Sapporo, Vol. 1, No. 1, pp. 119—128.
110. Michel B. 1970. Ice pressure on engineering structures. *Mono. III-B1b*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
111. Michel B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. *Mono. III-B-1a*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
112. Michel B. and R. O. Ramseier. 1971. Classification of river and lake ice. *Can. Geotech. J.*, Vol. 8, pp. 36—45.
113. Montflore G. E. and F. W. Taylor. 1949. The problem of an expanding ice sheet. *Proc. 19th Annu. Meet., West. Snow Conf.*, Vol. 11, pp. 30—46.
114. Montréal, *Révue de Géographie*. 1976. *Proc. 1st Int. Symp. Geological Action of Drift Ice*, Vol. XXX, Nos. 1—2.
115. Muguruma J. and K. Kikuchi. 1963. Lake ice investigation at Peters Lake, Alaska. *J. Glaciol.*, Vol. 4, No. 36, pp. 689—708.
116. Nakaya U. 1954. *Snow Crystals. Natural and Artificial*. Harvard University Press, Cambridge, Mass.
117. Nevel D. E. 1970. Moving loads on a floating ice sheet. *Res. Rep. 261*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
118. Nevel D. E. and A. Assur. 1968. Crowds on ice. *Tech. Rep. 204*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
119. Ontario Ministry of Natural Resources. 1973. Ice safety. In *Safety Bits and Pieces Ser.*, Toronto.
120. Osterkamp T. E. 1974. Waste-water sludge ice. *J. Glaciol.*, Vol. 13, pp. 155—157.
121. Palosuo E. 1961. Crystal structure of brackish and fresh-water ice. *Int. Union Geod. Geophys.*, Gen. Assem. Helsinki (Snow and Ice), *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.* 54, pp. 9—14.
122. Palosuo E. 1965. Frozen slush on lake ice. *Geophysica*, Vol. 9, No. 2, pp. 131—147.
123. Parrott W. H. and W. M. Fleming. 1970. The temperature structure of a mid-latitude dimictic lake during freezing, ice cover and thawing. *Res. Rep. 291*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
124. Penn A. F. 1970. Lake water temperatures in relation to ice cover near Schefferville, P. Q. *McGill Sub-Arctic Res. Pap. No. 25*, pp. 204—222.
125. Perey F. G. J. and E. R. Pounder. 1958. Crystal orientation in ice sheets. *Can. J. Phys.*, Vol. 36, pp. 494—502.
126. Pessl F. 1969. Formation of a modern ice-push-ridge by thermal expansion of lake ice in southeastern Connecticut. *Res. Rep. 259*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
127. Pounder E. R. 1965. *Physics of ice*. Pergamon Press, Toronto, Ont.
128. Pounder E. R. 1969. Strength and growth rates of sea ice. *Ice Seminar*, *Can. Inst. Mining and Metallurgy*, Sp. Vol. 10, pp. 73—76.
129. Ragle R. H. 1963. Formation of lake ice in a temperate climate. *Res. Rep. 107*, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
130. Ramseier R. O. and R. J. Weaver. 1975. Floating ice thickness and structure determination—heated wire technique. *Tech. Bull. 88*, Environ. Can., Ottawa.
131. Rigler F. H. 1974. *Char Lake Project Final Report*. Can. Comm. Int. Biol. Prog., Toronto, Ont.
132. Rodhe B. 1952. On the relation between air temperature and ice formation in Baltic. *Geogr. Annaler*, Vol. 34, Nos. 3—4, pp. 175—202.
133. Ruttner F. 1968. *Fundamentals of Limnology*. 3rd Ed., Univ. of Toronto Press, Toronto, Ont.
134. Santeford H. S. and J. L. Smith (compilers). 1974. *Advanced Concepts and Techniques in the Study of Snow and Ice Resources*. Nat. Acad. Sci., Washington, D. C.
135. Schindler D. W. 1971. Light, temperature and oxygen regimes in the experimental lakes area, N. W. Ontario. *J. Fish. Res. Board Can.*, Vol. 28, pp. 157—169.
136. Schindler D. W., H. E. Welch, J. Kalff, G. J. Brunskill and N. Kritsch. 1974a. Physical and chemical limnology of Char Lake, Cornwallis Island (75°N lat.). *J. Fish. Res. Board Can.*, Vol. 31, No. 5, pp. 585—607.
137. Schindler D. W., J. Kalff, H. E. Welch, G. J. Brunskill and N. Kritsch. 1974b. Eutrophication in the high arctic—Meretta lake, Cornwallis Island (75°N lat.). *J. Fish. Res. Board Can.*, Vol. 31, No. 5, pp. 647—662.
138. Schwerdtfeger P. 1963. The thermal properties of sea ice. *J. Glaciol.*, Vol. 4, No. 36, pp. 789—807.
139. Scott J. T. 1964. A comparison of the heat balance of lakes in winter. *Tech. Rep. 13*, Univ. Wisc., Dept. Meteorol., Madison, Wisc.
140. Scott J. T. and R. A. Ragotskie. 1961. Heat budget of an ice covered inland lake. *Tech. Rep. 6*, Univ. Wisc., Dept. Meteorol., Madison, Wisc.

141. Shaw J. B. 1965. Growth and decay of lake ice in the vicinity of Scheffer-ville, Quebec. *Arctic*, Vol. 18, No. 2, pp. 123—132.
142. Sommerfeld R. A. and E. LaChapelle. 1970. The classification of snow metamorphism. *J. Glaciol.*, Vol. 9, No. 55, pp. 3—17.
143. Stearns S. R. 1964. Flexural properties of snow and snow ice. Sp. Rep. 59, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab, Hanover, N. H.
144. Stevens H. W. and W. J. Tizzard. 1969. Traffic tests on Portage Lake ice. Tech. Rep. 99, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
145. Swinzow G. K. 1966. Ice cover of an arctic proglacial lake. Res. Rep. 155, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
146. Thomas C. W. 1963. On the transfer of visible radiation through sea ice and snow. *J. Glaciol.*, Vol. 4, No. 34, pp. 481—484.
147. Tsang G. 1974. Ice pilings on lake shores. Sci. Ser. 35, Environ. Can., Canada Centre for Inland Waters, Burlington, Ont.
148. Vesso J. J. 1957. An instrument for the measurement of ice thickness in the field. NL Tech. Note 8/75, Can. Def. Res. Board, Ottawa, Ont.
149. Unesco/IAHS. 1972. Guide to world inventory of sea, lake and river ice cover Tech. Papers in Hydrol., 9, Paris.
150. Wassen G. 1966. Gardiken. Vegetation und flora eines lappländischen Seeufers. *Kungl. Ventenskaps-akademlens avhandlingar i naturskyddsarenden*, Vol. 22.
151. Wassen G. 1969. Some aspects of lakeshore vegetation in central Labrador—Ungava. McGill Sub-Arctic Res. Pap. No. 24, pp. 7—32.
152. Welch P. S. 1952. *Limnology*. (2nd ed.), McGraw-Hill, New York, N. Y.
153. Welch H. E. 1974. Metabolic Rates of arctic lakes. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 19, No. 1, pp. 65—73.
154. Welch H. E. and J. Kalff. 1974. Benthic Photosynthesis and respiration in Char Lake. *J. Fish. Res. Board Can.*, Vol. 31, No. 5, pp. 609—620.
155. Weeks W. F. and A. Assur. 1969. Fracture of lake and sea ice. Res. Rep. 269, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
156. Weller G. E. and P. Schwerdtfeger. 1971. New data on the thermal conductivity of natural snow. *J. Glaciol.*, Vol. 10, No. 59, pp. 309—311.
157. Wetzel R. G. 1975. *Limnology*. Saunders, Toronto, Ont.
158. Williams G. P. 1959. Frazil ice, a review of its properties with a selected bibliography. *Eng. J.*, Vol. 42, No. 11, pp. 55—60.
159. Williams G. P. 1963. Probability charts for predicting ice thickness. *Eng. J.*, Vol. 46, No. 6, pp. 31—35.
160. Williams G. P. 1965. Correlating freeze-up and break-up with weather conditions. *Can. Geotech. J.*, Vol. II, No. 4, pp. 313—326.
161. Williams G. P. 1967. Ice-dusting experiments to increase the rate of melting of ice. Tech. Pap. 239, NRC 9349, Nat. Res. Council Can., Div. Build. Res., Ottawa, Ont.
162. Williams G. P. 1968. Freeze-up and break-up of freshwater lakes. Tech. Memo. 92, Nat. Res. Council Can., Div. Build. Res., Ottawa, Ont., pp. 217—229.
163. Williams G. P. 1969. Water temperature during the melting of lake ice. *Water Resour. Res.*, Vol. 5, No. 5, pp. 1134—1138.
164. Williams G. P. 1971a. Predicting the data of lake ice break-up. *Water Resour. Res.*, Vol. 7, No. 1, pp. 323—333.
165. Williams G. P. 1971b. The effect of lake and river ice on snowmelt runoff. *Hydrol. Symp. No. 8*, Inland Waters Branch, Can. Energy Mines Resour., Ottawa, Ont., pp. 61—80.
166. Williams G. P. and L. W. Gold. 1963. The use of dust to advance the break-up of ice on lakes and rivers in Canada. *Proc. 20th Annu. Meet., East. Snow Conf.*, pp. 31—53.
167. Willmot J. L. 1962. A safe ice load meter and a motor-driven coring tool for estimating bearing capacity of an ice sheet for transportation purposes. *Proc. 19th Annu. Meet., East. Snow Conf.*, pp. 149—162.
168. Wilson A. T. and H. W. Wellman. 1972. Lake Vanda: an Antarctic lake. *Nature*, Vol. 196, pp. 1171—1173.

169. Wilson J. T., J. H. Zumberge and E. W. Marshall. 1954. A study of ice on an island lake. Rep. 5, Part 1, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.
170. Wright R. T. 1964. Dynamics of a phytoplankton community in an ice-covered lake. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 9, pp. 163—178.
171. Zumberge J. H. and J. C. Ayers. 1964. Hydrology of lakes and swamps. In *Handbook of Applied Hydrology* (V. T. Chow, ed.), Mc-Graw Hill, New York, pp. 23—1—23—33.
172. Zumberge J. H. and J. T. Wilson. 1952. Ice push studies on Wamplers Lake, Michigan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 63, p. 1318.
173. Zumberge J. H. and J. T. Wilson. 1953. Quantitative studies on thermal expansion and contraction of lake ice. *J. Geol.*, Vol. 61, No. 4, pp. 374—383.

Лавины

ВВЕДЕНИЕ

Лавиной называется быстрое движение крупной массы снега вниз по склону. Существенными факторами для зарождения лавин являются глубокий снег и крутые склоны, однако благодаря огромному многообразию условий их формирования (состояния снега и снежной поверхности) формы и размеры лавин существенно различаются.

В настоящей главе дан обзор публикаций, касающихся технических аспектов изучения лавин. В числе книг, всесторонне рассматривающих условия формирования и схода лавин, работы Перла и Мартинелли [24], а также Фрейзера [7].

Зарождение лавин

Лавина возникает тогда, когда нагрузка снега на склоне превышает его прочность. В снежном покрове, лежащем на склоне,

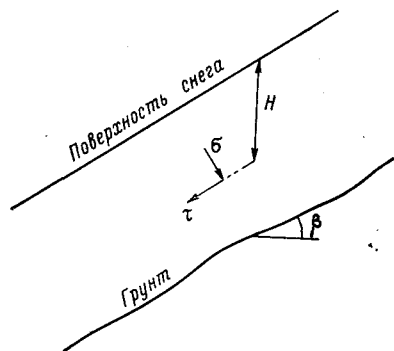


Рис. 11.1. Напряжения в снежном покрове, обусловленные его весом.

τ — касательное напряжение, параллельное склону на любой глубине H внутри снежного покрова ($\tau = \rho g H \sin \beta$); σ — нормальное напряжение, перпендикулярное склону на любой глубине H ($\sigma = \rho g H \cos \beta$); ρ — средняя плотность снега на глубине H ; g — ускорение свободного падения; β — угол наклона склона.

составляющая силы тяжести, действующая параллельно склону, вызывает напряжение сдвига, в то время как составляющая, действующая перпендикулярно склону, вызывает компрессионное сжатие (рис. 11.1). Под влиянием собственной нагрузки снег постоянно деформируется, что приводит к оседанию, сползанию и соскальзыванию (рис. 11.2). В результате в местах, где имеются препятствия в виде скал, деревьев, а также плоские участки возникают дополнительные растягивающие и компрессионные на-

грузки (рис. 11.3). Нагрузки в снежном покрове возрастают за счет выпадения снежных осадков или аккумуляции метелевого снега, а прочность уменьшается чаще всего в результате повышения температуры. После того как снег оторвался в одной точке, напряжения возникают в непосредственно примыкающих к ней

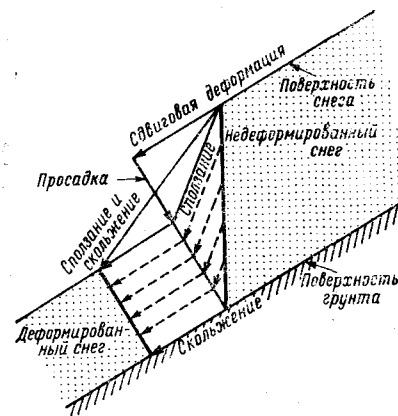


Рис. 11.2. Диаграмма деформаций при сползании и скольжении снега.

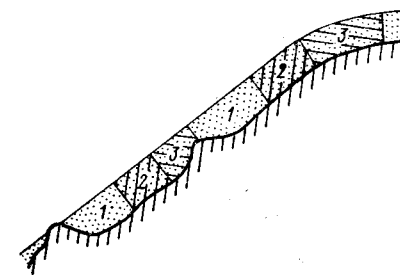


Рис. 11.3. Распределение напряжений при деформациях сползания и скольжения снега.

1 — сжатие; 2 — напряжения отсутствуют, 3 — растяжение.

зонах, которые в свою очередь становятся перегруженными и отрываются, причем разрыв распространяется широко по склону.

Взаимосвязь между нагрузкой и прочностью весьма сложна, так как снег слоист и вязок, его механические свойства зависят от температуры, склоны разнообразны, а глубина снега неодинакова. Многочисленность этих факторов не позволяет провести строгий теоретический анализ стабильности данного снежного покрова. Поэтому прогнозы зарождения лавин составляются на эмпирической и интуитивной основе.

Движение

Оторвавшаяся масса снега обычно быстро ускоряется на крутом склоне и во время своего движения вниз увлекает дополнительные массы снега, лежащие на ее пути. Характер движения зависит от типа снега и подстилающей поверхности. В начальной стадии снег скользит и катится, а с увеличением скорости движение становится турбулентным. Крупные блоки разбиваются, превращаясь в массу окатанного и распыленного материала. Если снег сухой, мельчайшие частички, смешиваясь с воздухом, об-

разуют снежную пыль. Снежную массу, низвергающуюся по поверхности грунта, называют текучей лавиной, а массу, переносимую турбулентным воздушным потоком, — пылевой лавиной. Часто оба вида лавин наблюдаются одновременно. Наличие резкого уступа склона может быть причиной того, что весь снег смешается с воздухом, образуя пылевую лавину.

На крутом склоне лавина может иметь высокую скорость и оказывать огромное давление на препятствия, возникающие на ее пути, обладая, таким образом, большой разрушительной силой. Когда склон становится более пологим, движение лавины замедляется и в конце концов она останавливается.

Лавиносбор

Лавиносбор представляет собой специфическую зону, по которой движется масса снега. В общем ее можно разделить на зону зарождения, расположенную в верхней части склона, где происходит первоначальный отрыв, зону отложения в подножьях склона, где лавина замедляется и останавливается, а также зону транзита, которая соединяет зону зарождения и зону отложения. В зоне транзита скорость лавины может возрастать, сохраняться постоянной или уменьшаться, однако ее масса остается более или менее одинаковой. Провести четкую границу между этими зонами часто невозможно.

Минимальный уклон, необходимый для того, чтобы вызвать лавину и обеспечить ее движение, составляет около 25° .¹ Зона отложения начинается там, где угол наклона склона оказывается меньше этого минимального значения, и обычно ограничена перегибом склона.

Лавинная опасность

Глубокий снег и крутые склоны, необходимые для зарождения и распространения лавин, существуют в горных районах всего мира. Несмотря на то что тысячи лавин сходят каждую зиму, большинство их остается незамеченными. Лавинная опасность возникает всякий раз, когда лавина оказывается в поле деятельности человека. Риск лавинной опасности существует с тех пор, как горы стали обитаемыми, а в последние годы в связи с расширением рекреационного использования гор и интенсификацией транспорта, он увеличился.

¹ Известны случаи схода лавин при меньшем наклоне склона — до $16-17^\circ$. (Прим. ред. пер.)

Защита от лавин

Наиболее эффективным методом уменьшения ущерба, приносимого лавинами, является выбор безопасных мест для строительства сооружений, а также хозяйственной и рекреационной деятельности. Если не удастся избежать лавиносборов, то следует предпринять временные меры безопасности или контролировать саму лавину. Мероприятия по контролю лавин, которые состоят в воздействии на снежный покров на склоне или на движение лавин, можно разделить на две категории: мероприятия по изменению подстилающей поверхности и мероприятия по изменению и стабилизации снега.

Информация, касающаяся лавин и методов уменьшения их разрушительного воздействия, обрабатывается в нескольких странах. Наиболее выдающийся и самый старый центр исследования лавин — Федеральный институт по изучению снега и лавин в Давосе, Швейцария. В Канаде Отдел строительных исследований Национального исследовательского совета, а также Отдел гляциологии и Директорат внутренних вод Департаментов окружающей среды и рыболовства Канады собирают информацию о формировании и динамике лавин и исследуют возможность принятия мер в местных условиях. В Британской Колумбии контроль лавин и меры по обеспечению безопасности на автомагистралях и в зонах лыжного спорта национальных парков осуществляются Департаментом автомобильных дорог, а в многочисленных центрах лыжной подготовки — некоторыми горно-рудными компаниями.

ФОРМИРОВАНИЕ ЛАВИН

Свойства снега, определяющие его прочность, детально описаны в главе 7. Для формирования лавин имеют большое значение слоистость снежного покрова и зависимость прочности снега от его температуры. Поэтому измерения характеристик снежного покрова, включающие измерение температуры, очень важны для оценки его стабильности и возможности образования лавин.

Влияние метаморфизма на свойства снежного покрова

При термических условиях, характерных для горных районов, структура снежного покрова претерпевает ряд изменений, т. е. снег подвержен метаморфизму (см. главу 7).

Вновь отложенные снежные кристаллы — обычно тонковетвистые, звездообразные дендриты — вначале подвергаются деструк-

тивному метаморфизму, в ходе которого возникает тенденция к формированию более округлых кристаллов. Со временем уменьшается средний размер зерен, тогда как плотность снежного покрова растет, что приводит к видимому проседанию снега. Процесс происходит при температуре значительно ниже точки плавления, однако наиболее интенсивен при температуре, близкой к 0°C . В ходе метаморфизма вода в виде пара проникает в промежутки между отдельными кристаллами снега, образуя ледяные перемычки. В результате этого процесса спекания образуются прочные связи между зернами, и конечным продуктом деструктивного метаморфизма является плотный, прочный при отрицательной температуре снег.

При резком перепаде температур в сравнительно тонком слое снежного покрова снег подвергается конструктивному метаморфизму, который характеризуется ростом отдельных кристаллов, приобретающих угловатую, фасетчатую форму. Конечным продуктом этого процесса является глубинная изморозь. Большие градиенты температуры обуславливают возникновение свободно расположенных кристаллов и очень слабое спекание; в результате происходит уменьшение прочности, т. е. ослабление снежного покрова. Резкие градиенты температуры наблюдаются обычно в маломощном снежном покрове при низкой температуре, а также у поверхности глубокого снега вследствие ее охлаждения за счет радиационных потерь тепла. В этом случае поверхность покрывается фасетчатыми зернами, для которых характерно слабое сцепление.

Другой важный вид снега, не являющийся продуктом метаморфизма, — поверхностный иней, который образуется при осаждении водяных паров из атмосферы на холодный снег преимущественно в холодные ясные ночи. Он состоит из игольчатых кристаллов в слоях толщиной в несколько миллиметров; иногда толщина слоев достигает 50 мм. Характеристики поверхностного инея сходны с характеристиками глубинной изморози; так же как и последняя, он отличается малой прочностью.

Если температурный градиент, необходимый для развития метаморфизма, изменяется вследствие повышения температуры или увеличения толщины слоя снега, глубинная изморозь, фасеточные зерна на поверхности и поверхностный иней подвергаются деструктивному метаморфизму.

Когда флуктуации температуры воздуха вызывают повторное таяние и замерзание, формируются крупные зерна неправильной формы, образующие зернистый снег. Замерзая, такой снег образует твердую корку.

Обычно слои внутри мощного снежного покрова хорошо различимы, так как они соответствуют разным фазам развития метаморфизма. Каждому слою присущи свои механические и физические свойства.

Прочность снега

Подобно другим материалам, снег обладает прочностными свойствами, которые могут быть исследованы путем измерения сил, необходимых для того, чтобы вызвать разрыв. Для зарождения лавин имеют значение прочность на сдвиг и прочность на разрыв. Трудность подобных исследований заключается в том, что хрупкость и малая плотность снега требуют, чтобы измерения проводились с особой тщательностью и мастерством. Кроме того, прочность снега зависит от скорости действия нагрузки.

В связи с указанными причинами часто в качестве показателя прочности используют твердость, которая определяется как сопротивление снега проникновению в него инородного тела и связана с прочностью на сдвиг и разрыв, а также с компрессионными свойствами.

Для измерения прочности на сдвиг и твердости снега разработаны полевые методы. Чтобы определить прочность на сдвиг, рамка площадью не менее $0,01 \text{ м}^2$ погружается в снег и быстро загружается до тех пор, пока не происходит отрыв, нагрузка измеряется пружинными весами [23]. Твердость определяется при помощи пенетрометров [5].

В зоне зарождения лавины измерения прочности не производятся, так как эта область труднодоступна. Более того, поскольку прочность в пределах зоны зарождения весьма изменчива, трудно получить ее минимальное значение. Поэтому единственным показателем прочности служат данные, получаемые на выбранной в безопасном месте площадке.

Прочность снега зависит от его температуры и плотности, а также от типа зерен и их сцепления. Первостепенное значение имеет сильная зависимость прочности от температуры; например, сопротивление сдвигу уменьшается, когда температура приближается к 0°C . Когда снег начинает таять и появляется жидкая вода, прочность его уменьшается еще больше.

В то же время повышение температуры ускоряет процесс деструктивного метаморфизма, за счет которого сопротивление сдвигу может возрасти. Однако если температура растет быстро, то роль этого эффекта уменьшается, так что снег в итоге становится менее прочным. Если же температура растет медленно, то в результате метаморфизма снег приобретает высокую прочность, которая, вероятно, не уменьшается даже при 0°C . Эти противодействующие тенденции затрудняют прогнозирование времени отрыва лавины.

Сползание снега

Нормальное напряжение и напряжение сдвига в снежном покрове, лежащем на склоне, вызывают постоянные деформации, обусловленные вязкостью снега. Однако скольжение и сползание происходят одновременно и часто нельзя разграничить эти два типа движения.

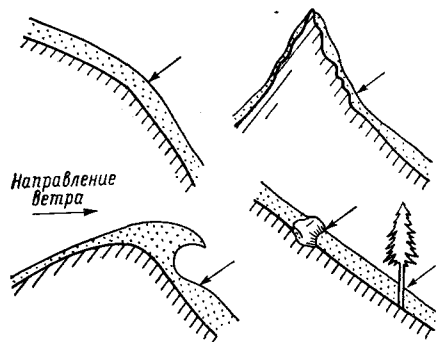


Рис. 11.4. Типичные места зарождения лавин.

Микрорельеф поверхности грунта, растительность и уклон оказывают наибольшее влияние на процессы сползания и скольжения. Высокая скорость скольжения наблюдается на гладкой крутой поверхности, например на крутых травянистых склонах [10]. Скорости сползания и скольжения также возрастают с повышением температуры снега, его толщины и с появлением в нем жидкой

воды. Таким образом, скорость меняется там, где происходит изменение особенностей поверхности грунта — например в зоне перехода от гладких скал к валунам, в местах перегиба склона, там, где меняется толщина снега (в частности, при переходе от тонкого снежного покрова к метелевым надувам). Изменения скорости сползания на склоне вызывают изменение напряжений растяжения и сжатия в снегу (см. рис. 11.3). Важно определить те зоны, где напряжения велики, так как линии отрыва и места зарождения лавин находятся именно в таких зонах (рис. 11.4).

Снежные обвалы на склонах

Двум типам обвалов снега соответствуют два основных вида лавин: лавины из снежной доски, характеризующиеся внутренним сцеплением снега, и лавины из рыхлого снега, в которых внутреннее сцепление настолько незначительно, что снег ведет себя как сухой песок.

Не всегда можно точно определить вид лавины. Лавина сначала может представлять собой рыхлый снег, движущийся по поверхности; затем этот снег приводит в движение другие горизонты снежного покрова, в результате чего ниже по склону формируется лавина из снежной доски.

Лавина из снежной доски. Развивается в том случае, когда относительно прочный слой снега перекрывает менее прочный слой

толщиной иногда всего в несколько миллиметров. Ослабленный слой может образоваться на поверхности снежного покрова в результате метаморфизма (рыхлые оgranенные зерна), образования поверхностного инея или отложения свежего снега, имеющего кристаллическую структуру, отличную от дендритовой, и последу-

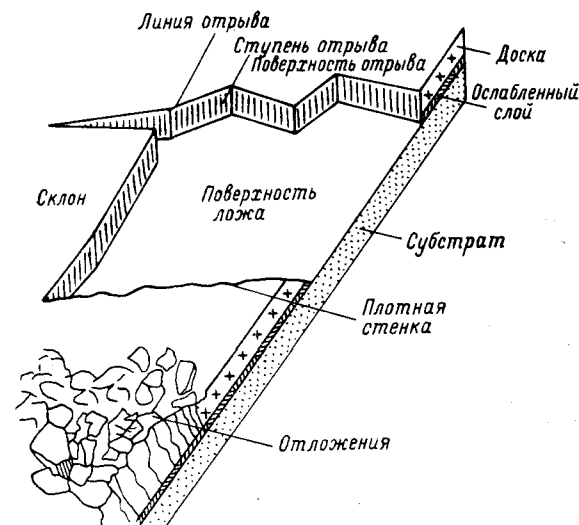


Рис. 11.5. Лавина из снежной доски.

ющего погребения снегопадами. Такой слой может также развиваться внутри снежного покрова, например, когда глубинная изморозь или водонасыщенный снег перекрываются коркой плотного снега. Четкая неровная ломаная линия отрыва представляет собой наиболее характерную особенность лавины из снежной доски (рис. 11.5). Относительно твердая снежная доска, которая при отрыве образует лавину, состоит из отложений одного или нескольких снегопадов и имеет толщину от 10 см до 3 м.

Конкретный механизм отрыва зависит от прочностных свойств снега и распределения в нем напряжений. В простейшем случае отрыв начинается, когда касательное напряжение τ в одной точке превышает прочность на сдвиг ослабленного слоя. Величина τ рассчитывается по формуле

$$\tau = \rho g H \sin \alpha, \quad (11.1)$$

где ρ — плотность снежного покрова, g — ускорение свободного падения, H — толщина снега над ослабленным слоем, а α — угол наклона ослабленного слоя (см. рис. 11.1). Таким образом, отрыв может произойти в результате увеличения касательных напряжений, уменьшения прочности или комбинации этих двух факторов.

Наиболее характерной причиной увеличения напряжений, ведущей к отрыву, служит добавочная нагрузка на систему вследствие аккумуляции снежных осадков или метелевого переноса. Таким образом, большинство лавин возникает в период снегопадов и (или) при сильных ветрах. Другими факторами, вызывающими возрастание напряжений и отрыв, могут оказаться вес лыжников, удары взрывной волны, вибрация, вызываемая транспортом. Лыжники, вызывающие обвал, нередко сами становятся его жертвами. Повышение температуры снега вследствие потепления воздуха или увеличения интенсивности солнечной радиации обычно приводит к уменьшению прочности ослабленного слоя. Конструктивный метаморфизм также может привести к разуплотнению снега и его последующему обвалу.

После того как снег оторвался в одном месте, нагрузки быстро распространяются на примыкающие области, что приводит к отрыву снега на обширной площади. Невозможно предсказать, где на данном склоне произойдет отрыв — в верхней или в нижней его части. Известно множество случаев, когда лыжники, пересекавшие нижнюю часть склона, были причиной образования лавины из снежной доски выше по склону.

Возможен и другой процесс, который начинается с отрыва, вызванного растяжением в местах возрастания напряжений — у скал, перегибов склонов (см. рис. 11.4) или на следах, оставленных лыжниками, и продолжается в ослабленном слое у грунта.

Кроме того, отрыв снежной доски может произойти в результате просадки рыхлого слоя, подстилающего доску. После того как доска теряет опору, перпендикулярную склону, ее отрыв может быть обусловлен увеличением напряжений изгиба.

Вероятно, лавины из снежной доски возникают вследствие взаимодействия разных механизмов отрыва, однако независимо от механизма действующие на снег силы превышают прочность на сдвиг подстилающего доску ослабленного слоя.

Лавины из рыхлого снега. Состоят из снега, лишённого внутреннего сцепления, и похожи на оползни в сухих песчаных грунтах. Движение начинается в точке на поверхности, например, от небольшого комка снега, упавшего с дерева или вылетевшего из-под лыжника. Деформации распространяются вниз и в сторону, вовлекая в движение все новые массы снега. Лавины из рыхлого снега могут наблюдаться как в случае мокрого, так и в случае сухого снега. Свежевыпавший сухой снег остается устойчивым на крутых склонах, так как составляющие его тонкие дендритовые кристаллы хорошо сцеплены между собой. Однако в результате метаморфизма это внутреннее сцепление нарушается. В начальную фазу деструктивного метаморфизма кристаллы теряют острые окончания; спекание зерен происходит не так быстро, как процесс округления кристаллов. Таким образом, внутреннее сцепление в сухом снеге может постепенно уменьшаться. Угол естественного

откоса снега колеблется между 30 и 40°, поэтому на более крутых склонах снег неустойчив. В целом сухие рыхлые лавины невелики, так как содержат лишь снег с поверхности. Чаще всего они сходят через несколько дней после снегопада.

Во время таяния, когда сцепление между крупными кристаллами нарушается, снежный покров становится мокрым и рыхлым. Чаще это происходит с зернистым снегом и глубинной изморозью весной. В противоположность сухим снежным лавинам мокрые могут быть очень крупными и включать глубинные слои снега.

Зона зарождения лавин

Для формирования лавин наиболее важны две характеристики местности — крутизна склона и его ориентация по отношению к направлению ветра. Чаще всего лавины отмечаются на склонах крутизной 30—45°; на склонах крутизной более 60° лавин в общем нет, так как небольшое количество снега, попадающее на эти склоны во время снегопадов, на них не задерживается. Нечасты лавины и на склонах крутизной менее 25°; здесь они наблюдаются только при сильной неустойчивости снежного покрова или когда обвалы распространяются с более крутых склонов, расположенных выше.

Лавины чаще наблюдаются на подветренных склонах, так как эти склоны благоприятны для отложения метелевого снега, в результате которого увеличивается нагрузка.

Экспозиция склона мало влияет на частоту схода лавин, но ее необходимо учитывать при ежедневной оценке лавинной опасности. В северном полушарии склоны, обращенные на север и на восток, опаснее всего в период с декабря по март, когда, вероятно, в связи с уменьшением количества приходящей солнечной радиации здесь развиты неустойчивые слои поверхностного инея и глубинной изморози. Однако весной, когда количество солнечной радиации увеличивается, наблюдается ослабление и таяние снежного покрова, особенно на склонах, обращенных к югу и востоку.

Совокупность природных условий, необходимых для формирования лавин

Сложная система природных условий, необходимых для формирования лавин, была обобщена Рабочей группой по разработке классификации лавин Международной ассоциации гидрологических наук [31] (табл. 11.1). Из таблицы видно, насколько сложен прогноз движения лавин в данной местности при данных условиях погоды и состояния снежного покрова: некоторые факторы обу-

Таблица 11.1

Влияние природных условий на формирование лавин [31]

Условия	Влияние на формирование лавин
Постоянные факторы	
1. Условия местности	
1.1. Относительная высота	
Общая топографическая обстановка	Влияние зависит от широты и высоты окружающих гор
зона гребней и высоких плато	Сильное влияние ветра; карнизы, локальные лавины из снежных досок
зона выше границы леса и ниже гребней	Обширные области формирования лавин из снежных досок
зона ниже границы леса	Ослабление влияния ветра, меньше лавин из снежных досок, больше лавин из мягкого снега
1.2. Крутизна склона	
более 35°	Возможно образование лавин из рыхлого снега
более 25°	Возможно образование лавин из снежной доски
более 15°	Равномерное или ускоряющееся скольжение
менее 20°	Замедление движения или отложение снега
1.3. Ориентация склона	
относительно солнца	Благоприятные условия для образования лавин из снежной доски на затененных склонах и для образования лавин из мокрого снега — на солнечных
относительно ветра	На подветренных склонах увеличивается аккумуляция метелевого снега; возможно образование лавин из снежной доски, а на наветренных склонах — наоборот
1.4. Конфигурация поверхности	
открытые ровные склоны	Лавины с нефиксированным руслом
русла, воронки, гряды	Лотковые лавины
склоны разного профиля	Лавины из снежной доски или лавины из рыхлого снега на выпуклых склонах
ступени	Пылевые лавины, образование каскадов
1.5. Шероховатость	
гладкий грунт	Снег скользит (по мокрому грунту); лавина захватывает снежный покров на всю глубину
препятствия (скалы, поперечные гряды)	Лавина захватывает поверхностный слой выше уровня шероховатости
растительность	Трава: способствует скольжению снега, лавины захватывают снежный покров на всю глубину; кустарник: если не покрыт снегом, ослабляет образование лавин; лес: если достаточно густой, препятствует образованию лавин

Условия	Влияние на формирование лавин
Переменные факторы	
2. Текущая погода (последние 5 сут)	
2.1. Снежные осадки	
тип свежеснежавшего снега	Увеличивают нагрузку; увеличивают массу снега малой устойчивости (самый важный фактор лавинообразования) Пушистый снег: лавины из рыхлого снега; плотный снег: лавины из снежной доски
суточное приращение толщины свежеснежавшего снега	Увеличение неустойчивости с глубиной, обвалы свежего и старого снега
интенсивность снегопада	С увеличением интенсивности возрастает неустойчивость; возникают обвалы свежего снега; увеличивается опасность на малых уклонах
2.2. Дождь	
2.3. Ветер	
направление	Способствует образованию лавин из мокрого рыхлого снега или лавин из мягкой снежной доски; снежно-грунтовые потоки
скорость и продолжительность	Увеличивает локальное снегоотложение (см. 1.3) и хрупкость снега На подветренных склонах усиливается образование лавин из снежной доски; образуются карнизы
2.4. Термические условия	
Важные факторы: температура и содержание свободной воды в снеге	Образование лавин из снежной доски усиливается с увеличением скорости и продолжительности
солнечная радиация	Противоречивое влияние на прочность и напряжения, т. е. на образование лавин — повышение температуры снега вызывает кризис, однако в конце концов приводит к стабилизации
радиационное выхолаживание	Влияние сказывается в основном на обращенных к солнцу склонах
3. Характер снежного покрова, сформировавшегося в течение всей зимы	
3.1. Полная толщина снега	
3.2. Слоистость	
Чередование слоев различной прочности	Не является доминирующим фактором лавинной опасности; влияет на лавины, захватывающие всю толщу снежного покрова; имеет значение для уплотнения и метаморфизма (лавины, захватывающие только поверхностный слой, см. 1.5)
поверхностный слой	Устойчивость определяется прочностью наиболее слабого слоя
слон внутри снежного покрова	Рыхлость (поверхностный иней), хрупкость, шероховатость имеют значение для последующего снегопада
	Обвалы старого снега, вызываемые наличием ослабленных промежуточных слоев и глубинной изморози

Условия	Влияние на формирование лавин
4. Спуск лавин	
4.1. Естественный сход	
внутренние реакции	Спонтанные лавины
внешние (не антропогенные)	Естественный сход лавин
воздействия	
4.2. Сход лавин в результате	
спуска лыжника	
случайный спуск	Случайные лавины
намеренный спуск	Искусственные лавины

словливают неустойчивость снежного покрова, в то время как другие — его стабильность.

Предпринимались попытки анализа стабильности снежного покрова на склоне и прогноза его отрыва [9, 12, 20, 22, 29]. Создание теоретических моделей способствует пониманию механизма обрушения и качественной оценки причин схода лавин. При разработке этих моделей принимаются определенные значения ряда параметров, таких как плотность снега, его пластичность и прочность. На практике, однако, очень трудно получить непрерывный ряд измерений параметров снега в динамике и предсказать стабильность снежного покрова в нужное время.

ДВИЖЕНИЕ ЛАВИН

Природа движения

Скольжение. Для того чтобы начать движение после отрыва, снежная доска должна преодолеть силу статического трения о поверхность ее ложа. Это сопротивление трения часто настолько велико, что препятствует движению лавины; в этом случае на отрыв лавины указывают трещины на снежной поверхности.

Когда статическое трение преодолено и движение началось, доска разламывается на блоки, которые быстро приобретают ускорение. Уравнение движения снежного блока может быть записано в следующей форме:

$$m(dV/dt) = mg(\sin \beta - \mu \cos \beta), \quad (11.2)$$

где m — масса блока, V — его скорость, g — ускорение свободного падения, β — угол склона, а μ — коэффициент кинетического трения между блоком и поверхностью его ложа.

О коэффициентах трения известно мало: коэффициенты статического трения меняются от 0,3 до 0,6, кинетического — от 0,2 до

0,5. Последние, по-видимому, уменьшаются с увеличением скорости, однако убедительных данных о существовании такой зависимости нет.

Снежная доска раскалывается на более мелкие части вследствие трения и столкновений снежных глыб. При низкой скорости лавины снег перемещивается слабо, так что человек, попавший в лавину, может оставаться на поверхности, делая плавательные движения.

Турбулентное движение. На склонах крутизной более 30° лавина быстро разгоняется, и при скорости более 10 м/с ее движение приобретает турбулентный характер. Блоки разрушаются, и мельчайшие частицы снега смешиваются с воздухом у фронтальной и на верхней поверхностях лавины, образуя облако снежной пыли. В движение могут вовлекаться массы неустойчивого снега, а обломочный материал может откладываться. Поэтому масса лавины не остается постоянной.

Людей, которые попадают в турбулентные лавины, бросает в разные стороны, и они мало что могут сделать, чтобы остаться на поверхности.

Пылевые, сухие, мокрые и смешанные лавины

С инженерной точки зрения целесообразно провести различия между пылевыми, сухими и мокрыми лавинами, хотя в природе часто наблюдаются комбинации этих типов. Лавины каждого из этих типов состоят из различного материала и имеют разный характер движения.

Пылевые лавины являются аэрозолем, состоящим из тонких распыленных частиц снега, который ведет себя как быстро движущееся облако плотного газа. Лавина может двигаться по глубоким лоткам, и препятствия, возникающие на ее пути, в общем не влияют на ее движение. Покидая глубокий лоток, лавина этого типа может двигаться по прямой линии через неровную поверхность (рис. 11.6). Скорость пылевой лавины приблизительно равна скорости ветра. Плотность ее массы в общем колеблется между 3 и 15 кг/м³ (для сравнения — плотность воздуха равняется 1,3 кг/м³). Вследствие большой плотности пылевая лавина более разрушительна, чем штормовой ветер.

Сухие лавины — лавины из сухого снега, которые движутся по крутым и неровным склонам и состоят из различных частиц — от пылеватых до комков размером около 0,2 м. Эти лавины перемещаются по поверхности в четко фиксированных лотках, подвергаясь воздействию небольших неровностей микрорельефа. На открытых склонах толщина движущегося снега немного больше толщины снежной доски и обычно колеблется от 0,3 до 3,0 м. Однако толщина снега в лотке может намного превышать эти значения.

Плотность снежной массы в лавинах такого типа изменяется от 50 до 150 кг/м³.

Мокрые лавины состоят из округлых частиц мокрого снега диаметром от 0,1 м до нескольких метров либо представляют собой

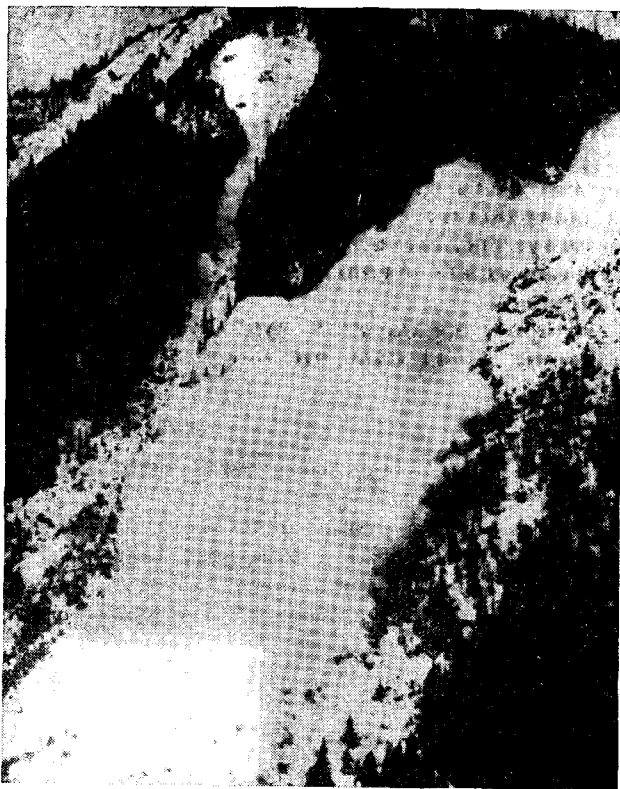


Рис. 11.6. Пылевая лавина.

сплошную влажную массу. Средняя толщина слоя движущегося снега на открытых склонах колеблется от 0,2 до 2,0 м; в лотках она гораздо больше. Мокрый снег имеет тенденцию двигаться по лоткам и легко меняет направление под влиянием мелких неровностей микрорельефа. Выходя из лотка, лавина часто сохраняет его форму. Мокрая лавина оставляет на пути своего движения хорошо заметный след в виде желоба. Средняя плотность движущегося снега меняется от 300 до 400 кг/м³.

Пылевые и сухие лавины часто наблюдаются одновременно, однако при изучении их динамики следует рассматривать их как отдельные явления. На крутых склонах снежная пыль и снег дви-

жутся вместе (рис. 11.7), тогда как на пологих склонах снежная пыль движется вперед и выносятся дальше. Плотность смешанных лавин изменяется от плотности пылевой лавины до плотности сухой лавины.

Из-за того что некоторая часть энергии лавины превращается в тепло, которое способствует таянию снега, многие лавины, формирующиеся из сухого снега, попадая в долину, становятся влаж-

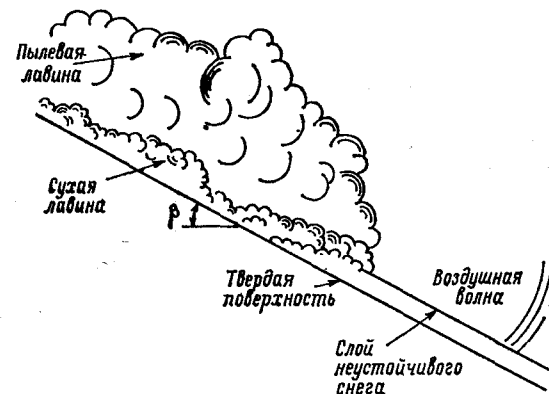


Рис. 11.7. Смешанная лавина.

ными. Параметры движения и плотности влажных лавин колеблются между соответствующими параметрами сухих и мокрых лавин.

Перед лавиной может двигаться воздушная волна. В ряде случаев объекты были унесены и разрушены прежде, чем фронт лавины достигал их. Достоверных количественных данных об этом явлении и условиях, необходимых для его возникновения, нет.

Большинство исследователей считает, что перемещение воздуха, вызванное низвергающейся лавиной, действует подобно поршню, создающему компрессионную волну перед собой; оно аналогично возникновению волны, создаваемой носом движущегося судна. Разрушительная воздушная волна является скорее исключением, чем правилом; часто пылевую составляющую смешанной лавины принимают за воздушную волну. Можно также предположить, что неровности микрорельефа создают в пограничном слое сильные снежные водовороты, которые действуют как миниатюрные торнадо.

Скорость лавины

Скорость движения фронта лавины зависит от ее типа. Вот некоторые типичные скорости, наблюдавшиеся в лавинах разных типов: пылевая лавина — от 20 до 70 м/с, сухая лавина — от 15 до

60 м/с, мокрая лавина — от 5 до 30 м/с. Следует предположить, что скорости, преобладающие в ядре пылевой и сухой лавин, несколько выше. Данные наблюдений свидетельствуют о том, что, когда лавина низвергается по воздуху, ее скорость может достигать 100 м/с.

Скорость лавины V определяется составляющей силы тяжести, действующей параллельно склону. Однако на лавину действует также ряд сил, препятствующих движению:

кинетическое трение на поверхности ложа, которое уменьшается с увеличением скорости;

сила пластического сдвига в движущемся снегу, пропорциональная скорости V ; быстрый пластический сдвиг не изучался, однако его сопротивление, вероятно, незначительно, по сравнению с другими факторами;

турбулентное сопротивление на ложе (сходное с турбулентным сопротивлением потоку жидкости), пропорциональное V^2 ;

сопротивление воздуха вдоль фронта и верхней поверхности лавины, пропорциональное V^2 ;

сопротивление снежного покрова после вовлечения снега по пути движения лавины, которое не зависит от V .

Преобразуем уравнение (11.2) таким образом, чтобы учесть силы, препятствующие движению — не зависящие от V и зависящие от V и V^2 :

$$m(dV/dt) = mg \sin \beta - [(a_{\parallel}/V) + a_0 + a_1 V + a_2 V^2]. \quad (11.3)$$

Поскольку коэффициенты m , β , $a_{\parallel}$, a_0 , a_1 и a_2 меняются в процессе движения лавины, аналитическое решение уравнения (11.3) отсутствует. В связи с этим уравнение следует упростить. Например, если допустить, что лавина с постоянной массой движется вниз по склону с постоянным уклоном, коэффициент кинетического трения остается неизменным, а силы, препятствующие движению, незначительны, то конечная скорость лавины будет описываться формулой

$$V_T = [(mg \sin \beta - a_0)/a_2]^{1/2}. \quad (11.4)$$

Уравнение (11.4) может быть записано в более удобной форме, применяемой при моделировании потока жидкости в открытом канале:

$$V_T = [\zeta R (\sin \beta - \mu \cos \beta)]^{1/2}, \quad (11.5)$$

где ζ — коэффициент турбулентного трения, учитывающий влияние всех сил, препятствующих движению и пропорциональных V^2 ; μ — коэффициент кинетического трения; R — гидравлический радиус, равный толщине снега, движущегося по открытым склонам. Когда коэффициент μ незначителен (при высоких скоростях лавин), уравнение (11.5) принимает вид

$$V_T = [\zeta R \sin \beta]^{1/2}. \quad (11.6)$$

Уравнение (11.6) сходно с уравнением Шези для жидкого потока в канале, где $V/\zeta = C$ — коэффициент Шези.

Скорости, рассчитанные по уравнению (11.6) с использованием табличных значений C (для получения ζ) из гидравлических справочников, хорошо согласуются со скоростями, наблюдавшимися в сухих и мокрых лавинах [28]. Рекомендуемые значения ζ для различных типов местности приведены в табл. 11.2.

Таблица 11.2

Значения коэффициента турбулентного трения ζ

Особенности местности	ζ м/с ³
Гладкий твердый снежный покров на склоне с постоянным уклоном без деревьев и скал	1200—1600
Открытый горный склон без деревьев	750
Открытый горный склон, скалы, заросли	500
Ложбина средней величины	400—600
Шероховатая поверхность с валунами и ветровыми ложбинами	300
Лес	150

Влияние разных факторов на μ известно плохо, но его значение уменьшается с увеличением скорости и зависит от типа снежного покрова. Влияние кинетического трения на лавины при скорости более 50 м/с можно не учитывать. Значение μ при скорости лавины 30—50 м/с изменяется от 0,1 до 0,15, а при скорости 30 м/с — от 0,2 до 0,3.

Определение толщины снежного потока и гидравлического радиуса требует опыта. При этом следует учитывать толщину разламывающейся снежной доски, площадь поверхности зоны зарождения лавины и поперечный профиль ее траектории.

Для расчета скорости пылевой лавины надежного метода пока не разработано. Предлагаемые для этой цели уравнения не подтверждены достаточным количеством данных наблюдений.

Ударные нагрузки

Пылевые лавины

Удар пылевой или сухой лавины по препятствию, ориентированному перпендикулярно потоку, можно сравнить со столкновением струи воды с твердой поверхностью. Таким образом, давление P_p на единицу площади поверхности препятствия может быть выражено следующей зависимостью:

$$P_p = C_p V^2 / 2, \quad (11.7)$$

где C — коэффициент торможения, значение которого зависит от размера и формы препятствия; ρ_a и V — соответственно плотность и скорость лавины. Значения C могут быть найдены в таблицах давления ветра на сооружения, которые имеются в Строительных нормах. Значение $C=2$, по-видимому, применимо для крупных объектов, таких как стены.

Сухие и мокрые лавины

Плотный, текущий снег, ударяясь о жесткое препятствие, вначале уплотняется, а затем обтекает его. Первоначальная пластическая деформация есть результат кратковременного возрастания давления до P_i , последующего его уменьшения и установления давления P_a :

$$P_a = \rho_a V^2. \quad (11.8)$$

Начальный пик давления P_i является функцией деформационных свойств, которые в свою очередь зависят от температуры, количества свободной воды и размера снежных зерен. Результаты наблюдений и теоретических исследований позволяют предположить, что P_i в 2—3 раза выше P_a , однако данных для детального анализа недостаточно [14, 20, 25, 27].

Данные наблюдений показывают, что динамическое давление P_a зависит от типа лавин и изменяется в случае пылевых лавин от 2 до 30 кПа, а в случае сухих и мокрых лавин от 20 до 300 кПа.

Встречая препятствие, лавина может сжиматься или отклоняться им, что приводит к нагрузкам в разных направлениях. Возникающее в таких случаях движение вверх имеет особое значение при проектировании зданий, так как при этом возникает давление на софит (ту часть крыши, которая выступает за стены), что может быть причиной обрушения здания. При проектировании большей части зданий этот тип нагрузки не учитывается. Кроме того, если сооружение подвергается удару крупной лавины, состоящей из нескольких волн снега, серия ударов часто вызывает опасные вибрации, которые могут разрушить объект. Наблюдений за изменением ударных нагрузок лавин этого типа во времени нет.

Лиф и Мартинелли [18] представили значительную информацию по расчетным давлениям, оказываемым лавинами. Следует, однако, подчеркнуть, что точность рассчитанных ударных нагрузок сильно зависит от оценок скорости и плотности движущегося снега.

Дальность выброса

В зоне отложения, где уклон невелик, движение лавины замедляется и она останавливается. Однако лавина может продвигаться на значительное расстояние и по дну долины или даже «прыгать»

на противоположный склон. Уравнение, обычно используемое для оценки дальности выброса D , имеет вид

$$D = V^2 / \{2g [\mu \cos \psi + \operatorname{tg} \psi + (V^2 / 2\zeta h_m)]\}, \quad (11.9)$$

где ψ — крутизна склона в зоне отложения; μ , ζ — коэффициенты трения, определяемые из уравнения (11.5) и характеризующие особенности поверхности в зоне выноса (вследствие того что средняя скорость лавины в зоне отложения мала, значения μ составляют 0,25—0,3); h_m — средняя толщина лавины в зоне отложения.

Одна из главных проблем, связанных с применением уравнения (11.9), заключается в недостатке данных о коэффициентах трения. Другая проблема — определение начала зоны отложения и точки, от которой следует измерять D . Это особенно трудно там, где имеют место плавные перегибы склона. Поэтому для практической оценки дальности выброса требуется большой опыт.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН

Основной целью разработки классификационной схемы лавин служит установление единообразных описательных терминов, которые можно использовать при обмене информацией о стихийных бедствиях, мерах безопасности и контроля. Другая цель заключается в группировании лавинных явлений для статистического анализа, например для выявления связи между лавинами и обуславливающими их факторами — местностью, условиями погоды, характеристиками снежного покрова. Это необходимо также для выработки решений по планированию и осуществлению защитных мероприятий.

Морфологическая классификация

Широко принятая классификация основана на результатах наблюдений непосредственно за явлением, например за свойствами и типами движения снега. В табл. 11.3 представлена классификация, разработанная Рабочей группой по классификации лавин [31], в которой в значительной мере использованы качественные показатели, подкрепленные иногда такими количественными характеристиками, как глубина трещины (высота фронта отрыва), а также мощность, длина и ширина отложений.

Генетическая классификация

Генетическая классификация связывает лавинные явления с условиями, в которых они формируются, например с формой склона, погодой, свойствами снежного покрова. Предложено несколько генетических классификаций, однако все они неудовлетворительны, так как процесс формирования лавин настолько сло-

Таблица 11.3

Международная морфологическая классификация лавин [31]

Зона	Критерий	Альтернативные характеристики и название лавины	
Зарождения	А. Тип начала движения	А.1. Двинулась из точки (лалина из рыхлого снега)	А.2. Двинулась с линии (лалина из снежной доски) А.3. Мягкая доска А.4. Твердая доска
	В. Положение поверхности скольжения	В.1. Внутри снежного покрова (лалина поверхностного слоя) В.2. Отрыв в слое свежеснежавшего снега В.3. Отрыв в слое старого снега	В.4. На грунте (лалина полной глубины)
Транзита	С. Жидкая вода в снегу	С.1. Отсутствует (сухая лавина)	С.2. Имеется (мокрая лавина)
	Д. Форма пути	Д.1. Движение по ровному склону (неканализованная лавина)	Д.2. Движение в лотке (канализованная лавина)
Отложения	Е. Тип движения	Е.1. Облако снежной пыли (пылевая лавина)	Е.2. Течение вдоль поверхности грунта (текущая лавина)
	Ф. Шероховатость отложений	Ф.1. Крупнокомковатые (крупнокомковатые отложения) Ф.2. Угловатые блоки Ф.3. Окатанные комья	Ф.4. Мелкокомковатые отложения
	Г. Жидкая вода в снежных отложениях	Г.1. Отсутствует (сухие лавинные отложения)	Г.2. Имеется (мокрые лавинные отложения)
	Н. Загрязнение отложений	Н.1. Нет четко выраженного загрязнения (чистая лавина)	Н.2. Имеется (загрязненная лавина) Н.3. Скальные обломки, остатки почв Н.4. Ветки, деревья

жен, что не позволяет отнести причину формирования за счет одного или двух факторов. В табл. 11.2 приведены критерии, которые могут быть использованы для генетической классификации.

Классификация по размерам

Лавины можно классифицировать в соответствии с размерами (массой или объемом движущегося снега) или с их разрушительной силой. Ниже приводится условная классификационная схема —

пять градаций разрушительного действия лавин (эта схема широко используется в западной части Канады):

- 1) небольшое количество снега, которое не может повредить человеку;
- 2) может повредить человеку;
- 3) может нанести ущерб зданиям, автомобилям, сломать несколько деревьев;
- 4) может уничтожать крупные транспортные средства, леса на площади до 4 тыс. км²;
- 5) необычное, катастрофическое явление — возможно разрушение населенных пунктов и уничтожение леса на обширной территории.

ЛАВИННАЯ ОПАСНОСТЬ

Различные аспекты влияния лавин на жизнь и деятельность человека могут быть сгруппированы следующим образом:

- 1) катастрофические бедствия — люди внутри и вне жилища погребаются лавиной, которая зарождается независимо от их деятельности;
- 2) несчастные случаи с туристами — люди, путешествующие в горах, вызывают лавину и попадают в нее; лыжники и альпинисты — наиболее частые жертвы таких несчастных случаев;
- 3) хозяйственный ущерб — лавины наносят ущерб или разрушают здания, мосты, линии электропередач и другие сооружения, леса, транспортные средства на автодорогах, поезда;
- 4) нарушение коммуникаций — лавины блокируют движение на автомобильных и железнодорожных магистралях, нарушают энергоснабжение и связь; убытки, связанные с опозданиями на дорогах и перерывами в обслуживании, могут быть огромными, хотя и имеют косвенный характер.

Основные условия для формирования лавин (крутые склоны и достаточно глубокий снег, чтобы скрыть неровности микрорельефа) существуют, например, в горах западной части Канады и США, в Альпах. Однако люди попадают в лавины и в других частях Канады: в провинциях Манитоба, Онтарио, близ города Квебек.

Лавинная опасность существует там, где транспортные пути, населенные пункты и зоны отдыха расположены и развиваются в непосредственной близости от лавинных очагов, например в таких местах, как Западный Кутеней, транспортный коридор через горы тихоокеанского побережья, Национальный парк Банф и др. Перевал Роджер, по которому Трансканадская автомагистраль пересекает горы Селкирка, — это самое лавиноопасное место в Канаде. Главная магистраль и железнодорожная линия пересекают здесь множество лавинных очагов. На перевале Роджер произошло самое крупное бедствие из зарегистрированных в Канаде —

в 1910. г в результате схода лавины погибло 58 железнодорожных рабочих. Лавинная опасность особенно велика в Альпах, где высока плотность населения, что вынуждает строить здания и линии коммуникаций в лавинных очагах. Более того, в эти горы приезжает огромное число лыжников, которые подвергают себя опасности. Ежегодно в Швейцарии погибает от лавин от 20 до 30 человек [4].

Шансы на спасение

Гибель людей, попавших в снежные лавины, обычно вызывают следующие причины: а) удушье, обусловленное заполнением легких снежной пылью, давлением на грудную клетку или отсутствием кислорода; б) разрушение зданий, удары о деревья и скалы, падения с обрывов; в) шок (страх, испуг); г) переохлаждение.

На основе статистики несчастных случаев, связанных с лавинами в США с 1910 по 1974 г., была проанализирована возможность существования человека в течение некоторого времени под лавиной [30]. Однако к таким статистическим данным следует подходить с большой осторожностью, так как многие лавины, вызывавшие значительный ущерб, не учитывались. Тем не менее исследования показывают, что шансы на спасение жертв зависят от того, насколько глубоко они погребены и как долго находились под лавиной. В США примерно треть людей, попавших в лавины и не находившихся под защитой зданий или машин, остались живы. Шансы на спасение быстро уменьшаются со временем. Можно считать, что удастся спасти лишь 50 % жертв, которые находились в лавине более 30 мин. Резкое уменьшение шансов на спасение с увеличением продолжительности пребывания в снегу подчеркивает необходимость быстрого выполнения спасательных работ.

Люди, засыпанные в домах и в машинах на дорогах, имеют больше шансов выжить, так как при этом сохраняется некоторое воздушное пространство. Есть свидетельства о том, что люди оставались в живых после 10 сут пребывания в домах, засыпанных лавиной [7].

Определение лавинной опасности

Информация, используемая для принятия решений о выборе безопасного места для строительства дорог, зданий, лыжных трасс, а также при выборе методов контроля за лавинами, поступает в результате определения положения и размеров лавиносборов, частоты схода лавин и оценки потенциального ущерба.

Лавиносборы могут распознаваться по особенностям рельефа (уклон, лотки, характерные точки зарождения), растительности, а также по отложенному лавиной снегу [19]. В сильно залесенных горах юга Британской Колумбии и в Альберте лавиносборы можно идентифицировать, изучая возраст и виды деревьев на различных участках склонов. Особенности рельефа и растительности могут быть выявлены на аэрофотоснимках, однако для уточнения необходимо проведение и наземных исследований. Высота деревьев должна быть оценена точно, при этом следует учитывать возможный характер движения лавин. Следует иметь в виду, что не только лавины влияют на рост деревьев, но также и пожары, селевые потоки, лесозаготовки, почвы, солнечная радиация и ветер.

Оценить частоту схода, тип и размер лавин весьма трудно. Наиболее надежным методом служит использование многолетних данных. Данные показывают, что в среднем каждые 12—20 лет бывает зима или несколько зим подряд с катастрофическими лавинами. Часто период наблюдений может быть недостаточно длительным и не содержать зим с максимальными суммами снежных осадков; в этом случае исторические данные должны подкрепляться данными о возрасте деревьев и их повреждениях, а также анализом климатических данных.

Наиболее важным фактором при планировании размещения сооружений вне зоны досягаемости лавин является максимальная дальность выброса лавинного материала. На залесенной территории зоны отложения очень крупных лавин часто дешифрируются благодаря наличию четких границ между деревьями различного возраста и разных видов. Эти границы лучше всего выявляются при сравнительном анализе старых и новых аэрофотоснимков. Исторический подход к методике оценки места отложения, частоты и максимальной дальности выброса лавин рассмотрен в работе [11].

Ежедневная оценка лавинной опасности

Ежедневные оценки лавинной опасности в период активной деятельности людей, например когда действуют лыжные курорты, называются прогнозом лавинной опасности. Методика прогнозирования включает в себя три этапа: 1) проведение анализа неустойчивости снега для оценки вероятности схода лавины в пределах данного временного интервала; 2) оценку размеров лавины, которая может сойти, — размеры зависят от количества неустойчивого снега в зонах зарождения и транзита; 3) оценку возможного ущерба. Прогноз лавинной опасности носит в основном эмпирический характер и граничит с искусством, базирующимся на большом полевом опыте. Количественные анализы сложны, так как снежный покров, погода и рельеф включают множество взаимозависимых

переменных, которые нельзя представить в виде количественных показателей. Обычно невозможно предсказать точное время схода лавины, однако можно оценить неустойчивость снега и вероятность того, что лавина данного размера сойдет в течение нескольких часов.

Анализ устойчивости снега

Методика, обычно применяемая при анализе устойчивости снега, предусматривает наблюдение за несколькими факторами и определение критического уровня, при котором они начинают оказывать влияние на взаимосвязь напряжения и прочности снежного покрова (табл. 11.4). Эти факторы рассматриваются в соответствии

Таблица 11.4
Факторы, учитываемые при анализе устойчивости снега

Фактор	Критические условия
Рельеф в зоне зарождения	Крутизна не менее 25°, резкий перегиб гладкой поверхности склона, подветренная сторона (для преобладающих ветров)
Толщина снега	Более 30 см на гладкой поверхности, более 60 см на шероховатой поверхности
Слоистость снега	Ослабленные слои внутри снежной толщи
Температура снега	0 °С
Толщина свежеснежного покрова	Не менее 30 см
Интенсивность выпадения осадков	Не менее 2 мм/ч
Оседание свежего снега	Менее 15 % в сутки
Скорость ветра	Более 4 м/с
Направление ветра	На подветренный склон
Температура воздуха	0 °С и выше, —10 °С и ниже
Экспозиция	Склоны обращены к солнцу
Готовность снега к лавине	Подрезание лавин лыжниками, снег легко режется лопатой
Сход лавин	При последнем снегопаде лавин не было, лавины сходят в настоящее время
Прогноз погоды	Прогноз снежных осадков, ветра и повышения температуры

с их важностью и затем анализируются, чтобы показать вероятность формирования лавины и выявить лавиноопасные склоны. Критические уровни, приведенные в таблице, основываются частично на опыте, а отчасти на результатах анализа имеющихся данных. Они применимы для большей части лавиноопасных районов. Когда для определенной территории имеется достаточно данных наблюдений за снежным покровом, погодой и частотой схода лавин, критические значения этих факторов можно уточнить, чтобы обеспечить более надежный прогноз устойчивости снега для этой территории.

Количество информации, используемой при таких исследованиях, зависит от доступности зоны зарождения лавин, локальных климатических наблюдений и данных, полученных методами контроля за лавинами. При всех прогнозах крайне важны наблюдения за текущей погодой. Для функционирования автомагистралей высокого класса необходимы дополнительные наблюдения за сходом лавин. Опробование склонов и наблюдения за снежным покровом представляют собой стандартную практику в зонах лыжных курортов и лыжного туризма.

Ниже приводятся некоторые пояснения, касающиеся факторов, используемых при анализе устойчивости снега (см. табл. 11.4). Дополнительную информацию можно почерпнуть в работах [16, 24].

Слоистость и температура снега. Эти характеристики снежных слоев изучаются в шурфах, вырытых на репрезентативных участках близ зоны зарождения в соответствии со стандартными методами, принятыми Комиссией снега и льда [5]. Наиболее важна информация, используемая для определения наличия условий для возникновения лавин из снежной доски. Эта информация поступает в результате исследования относительной прочности ослабленных промежуточных слоев, таких как, например, слои погребенного поверхностного инея, глубинной изморози, соседство корок с очень мокрым снегом. Прочность отдельных слоев определяется обычно ручным опробованием, что придает исследованию субъективный характер. Лыжники получают представление о слоистости снега, втыкая в него лыжные палки и ощущая изменения твердости. Преимущество этого метода заключается в том, что он позволяет быстро и многократно опробовать склоны с различной экспозицией. Недостаток же состоит в том, что невозможно определить ослабленные слои на глубине, превышающей длину лыжной палки.

Температура снега обычно измеряется термометром, помещенным в открытой, но затененной стенке снежного шурфа; эти данные весьма важны для оценки прочности снега, особенно в период снеготаяния.

Погода. Скорость и направление ветра, а также температура воздуха оказывают сильное влияние на устойчивость снега. Катастрофические лавины обычно являются результатом сильных снегопадов, сильных ветров и высоких температур. Работники лыжных курортов, дорожной службы, промышленности, которые осуществляют программы по контролю за лавинами и мерам безопасности, должны следить за снежными осадками, ветром и температурой на тщательно выбранных площадках, расположенных так близко к зонам зарождения лавин, как только это возможно.

Относительная устойчивость снежного покрова может прогнозироваться только на основе синоптического прогноза. Поэтому на практике обычно осуществляется тесное сотрудничество между службой прогноза лавин и бюро погоды.

Сход лавин. Чтобы оценить лавиноопасность территории, следует установить, какое количество снега было снесено предыдущими лавинами. Совершенно ясно, что снег, удаленный со склона, не будет принимать участия в формировании последующих лавин. По этой причине, а также для того, чтобы определить последовательность мероприятий по контролю, необходимо вести непрерывные наблюдения за сходом лавин в каждом лавиноборе. На большинстве лавиноопасных территорий снег становится неустойчивым вначале на каких-то определенных склонах; с этих склонов сходят мелкие лавины, прежде чем крупная лавина станет опасной. Наблюдения за этими «склонами-индикаторами» весьма важны при анализе устойчивости снега.

Опробование склонов, при котором делается попытка вызвать соскальзывание снега, проводится на коротких, крутых, легкодоступных лавиноборах, имеющих ту же экспозицию, что и крупные лавиноборы. Средствами для испытания устойчивости служат лыжи, подрезание снега лопатой или подрыв зарядами взрывчатых веществ (ВВ).

Опробование склона лыжником представляет собой попытку вызвать сход лавины прокладыванием лыжни точно рассчитанным образом, если необходимо — с прыжками, поворотами вдоль обычной линии отрыва. Если в результате лавина сходит, то это говорит о наличии неустойчивых снежных условий; более того, это позволяет исследовать толщину и природу слоя скольжения. Испытание снега лыжниками применяется во время снегопадов, когда соскальзывает лишь свежий снег, однако на толстой и твердой доске, которая возникает в результате нескольких снегопадов и метелевого переноса, такой способ опасен.

«Тест лопатой» выполняется следующим образом: вырезается блок снега с вертикальными гранями длиной от 0,5 до 1,0 м. Если снег очень неустойчив, то слабый слой отрывается сразу же, как только вырезаются все четыре грани блока. Если отрыва не происходит, то его можно вызвать, толкая блок лопатой вниз по склону. Усилие, требуемое для того чтобы вызвать отрыв, является субъективным показателем устойчивости снега.

Устойчивость склонов можно также опробовать подрывом заложенных вручную зарядов ВВ или артиллерийскими обстрелами. Отрыв снега и сход лавины будут указывать на неустойчивость, однако отсутствие результата (лавина не сошла) не обязательно указывает на устойчивость снега и безопасность склона. В этом случае для оценки необходимо анализировать и другие факторы.

Оценка размеров лавин

Размер лавин, которые образуются после отрыва снега, зависит от толщины и ширины высвободившейся снежной доски, длины зоны зарождения и толщины слоя неустойчивого снега

в транзитной зоне. Очень часто тонкая снежная доска, начав движение, вызывает более мощную лавину ниже по склону, которая сносит весь снег до поверхности ложа. Возможность такого явления прогнозируется на основании наблюдений за снежным покровом и сходом других лавин.

Ширина снежной доски зависит от ширины склона и расстояния, на которое распространяется отрыв. Отрыв легче распространяется в твердом, хрупком снежном покрове, находившемся под воздействием ветра и влажного воздуха, чем в мягком свежесвыпавшем снеге.

МЕТОДЫ ЗАЩИТЫ И КОНТРОЛЯ

Цели

Основные цели защиты от лавин и контроля за ними заключаются в следующем: а) свести к минимуму гибель людей; б) свести к минимуму ущерб, причиняемый зданиям, линиям электропередач, канатным дорогам, автомагистралям и железным дорогам; в) свести к минимуму перерывы в движении на дорогах; г) поддерживать постоянное безопасное функционирование лыжных курортов. Эти меры полезны также и в других отношениях, например для уменьшения объема снегоочистки и предотвращения ущерба, наносимого лавинами лесам.

Выбор специальных мер противолавинной защиты зависит от необходимого уровня защиты, рельефа, типа лавин, преобладающих в районе, и материальных затрат. В некоторых случаях могут быть эффективны мероприятия по контролю за лавинами и временные меры безопасности. Мероприятия по контролю влияют на зарождение и сход лавин и могут быть подразделены на две категории: мероприятия по изменению подстилающей поверхности и мероприятия по изменению и стабилизации снежного покрова. Осуществлять меры по контролю, которые полностью устраняют лавинную опасность и исключают ущерб, чрезвычайно сложно и неэкономично. Наиболее практичны те меры, которые уменьшают опасность до некоторого приемлемого уровня.

Защитные мероприятия, проводимые в Канаде в случае различных типов сооружений и разных уровней защиты, перечислены в табл. 11.5. Мероприятия, проводимые в разных странах, зависят от плотности населения и материальных затрат. Например, в густонаселенных горных районах Швейцарии часто применяют подпорные сооружения и галереи, тогда как во многих районах Канады, где плотность населения весьма мала, используются взрывные методы.

Таблица 11.5
Защитные мероприятия в Канаде

Объект защиты	Первичная защита	Вторичная защита
Здания	Выбор безопасного места для строительства здания	Отклоняющие дамбы, лавинорезы
Автомобильные дороги высшего класса	Выбор безопасного участка, закрытие дороги, предупредительные знаки, артобстрел	Отклоняющие дамбы, галереи, задерживающие сооружения
Второстепенные дороги	Закрытие дороги, предупредительные знаки	Выбор безопасного участка
Железные дороги	Регистрация схода лавин, галереи	Отклоняющие дамбы, артобстрел
Линии электропередач	Земляные лавинорезы	Выбор безопасного участка, укрепление сооружения
Лыжные курорты	Выбор безопасного участка, подрыв зарядами, размещенными вручную, стабилизация склонов	Закрытие района, артобстрел
Туризм	Выбор маршрутов с целью исключить лавиноопасные участки	Прекращение движения по маршруту

Размещение объектов

Одно из первых и основных требований противолавинной защиты — размещать объекты вне зоны лавинной опасности. Множество несчастных случаев в прошлом можно было бы предотвратить, если бы это основное правило соблюдалось на ранних стадиях проектирования зданий, дорог, силовых линий или лыжных трасс. Кроме того, применение простых средств контроля позволило бы предотвратить ущерб, нанесенный объектам лавинами.

Здания

Люди, которые живут в горных районах Европы, быстро научились строить свои жилища в безопасных местах. Однако, когда численность населения возросла, были заняты также относительно безопасные и небезопасные территории, в результате чего многие здания и целые населенные пункты были разрушены лавинами [4]. В Канаде и США горы не так плотно заселены, как в Европе, однако и здесь отмечается много несчастных случаев, связанных с лавинами. В 1971 г. на новом строительстве в Стивен-Пасс, Вашингтон, лавины разрушили семь домиков; при этом погибли

четыре человека, другие четверо были ранены [30]. В 1974 г. в Британской Колумбии, близ Терраса, лавиной был разрушен ресторан, в котором погибло семь человек. Сооружения горнорудной промышленности особенно часто подвергаются воздействию лавин, что приносит огромные убытки [1].

При строительстве в лавиноопасных районах подразумевается, что строитель подготовлен к существованию определенного уровня риска. Лимитирование строительства в лавиноопасных районах, известное как «лавиноопасное районирование», включает ряд технических и социально-правовых норм и проблем. Чтобы выявить лавиноопасные зоны, необходимо выполнять работы с достаточной точностью, используя те методы, о которых шла речь выше. Определение степени допустимого риска и ограничение строительства являются по существу социально-правовыми проблемами. Фрутигер [8] и Опплигер [4] описывают технические и правовые аспекты работ по противолавинной защите в Швейцарии. В нескольких районах Швейцарии и США действуют законы о строительстве объектов в лавиноопасных зонах [2]. Однако в Канаде не существует общепринятой правовой основы, хотя провинциальные, региональные и муниципальные власти располагают возможностями ограничивать район строительства зданий при обычном процессе выдачи разрешений на строительство.

Полностью исключить потенциально лавиноопасные места при строительстве, вероятно, слишком сложно. В связи с этим в некоторых районах более практично применять альтернативное районирование, которое позволяет провести различие между зонами высокой и средней опасности. В последней зоне можно разрешать строительство зданий, если они отвечают определенным критериям их использования и характера конструкции [4].

Дороги, системы сообщения, лыжные трассы

В прошлом практиковалось строительство автомагистралей и железных дорог без учета лавинной опасности. В настоящее время выбор и окончательное размещение трасс в горных районах обычно основывается на выявлении лавиноопасных мест и оценки опасности для движения. Совершенно ясно, что выгоды, получаемые при таком выборе трасс, должны быть сопоставимы с требованиями к проектированию, связанными с устойчивостью почв, крутизной и кривизной склонов, ущербом, причиняемым окружающей среде. Когда же речь идет об уже построенных дорогах, перенесение участков дорог из лавиноопасных районов в более безопасные зоны часто является самой эффективной мерой защиты.

При организации лыжных курортов в целях обеспечения безопасности важно выявить и оценить опасность имеющихся лавинных очагов и закартировать их. По крайней мере одну лыжную трассу, которая должна функционировать даже во время сильных

снегопадов, следует проложить по территории, безопасной в лавинном отношении. Другие трассы должны быть проложены на территории, легко доступной для проведения мероприятий по контролю за лавинами. При прокладке лыжных трасс следует соблюдать осторожность с тем, чтобы это не способствовало образованию лавин.

ИЗМЕНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ СКЛОНОВ

Изменение поверхности склонов, проводимое в ходе выполнения мероприятий по противолавинной защите, включает в себя земляные работы и строительство сооружений, которые либо предотвращают сход лавины, либо отводят массу скользящего снега от защищаемого объекта.

Снегоудерживающие сооружения

Снегоудерживающие сооружения применяются в зонах зарождения лавин [4] и выполняют следующие функции: а) обеспечивают подпор снежного покрова извне, уменьшая тем самым внутренние напряжения в нем; б) создают прерывистость снежного покрова, ограничивая распространение линии отрыва, и таким образом уменьшают окончательный размер лавины; в) останавливают мелкие лавины, прежде чем они наберут достаточно высокую скорость и вызовут серьезные повреждения.

Впервые снегоудерживающие сооружения как мера борьбы с лавинами появились в XIX в. в Европе, в альпийских странах. Это были земляные террасы, столбы и каменные заборы. В настоящее время эти сооружения строятся из дерева, стали, алюминия, бетона или из различных комбинаций этих материалов (рис. 11.8).

Снегоудерживающие сооружения обходятся дорого, поскольку размеры их велики. Они должны быть по крайней мере такой же высоты, какова максимальная толщина слоя снега (обычно это 3—5 м), должны выдерживать нагрузки масс скользящего снега и небольших лавин и перекрывать всю зону зарождения лавин. Вследствие того что стоимость этих сооружений высока, они могут применяться только для защиты населенных пунктов или там, где зона зарождения лавин невелика. Институт исследования снега и лавин разработал для Швейцарского федерального департамента лесоводства Руководство по проектированию и размещению снегоудерживающих сооружений [21].

Дешевые временные деревянные сооружения часто используются в лавиноопасных зонах, где проводятся лесные посадки, для того, чтобы защитить молодые деревья от лавин. Эти времен-

ные сооружения подвергаются интенсивному атмосферному и другому воздействию и разрушаются. Однако срок их службы в общем достаточен, чтобы деревья успели вырасти и обеспечить естественную защиту от лавин [4].

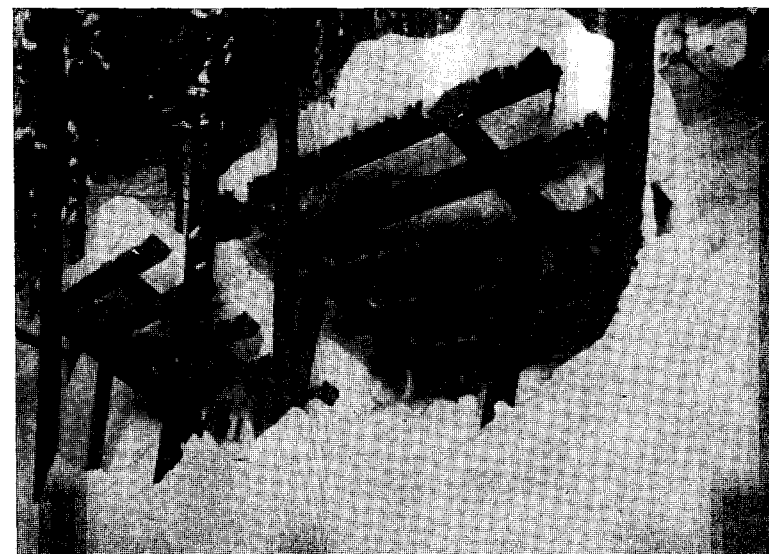


Рис. 11.8. Противолавинное снегоудерживающее сооружение.

Снегозащитные и ветрорегулирующие щиты¹

Снегозащитные и ветрорегулирующие щиты регулируют метелевый перенос, который играет существенную роль в процессе формирования лавин. В общем они используются в сочетании со снегоудерживающими сооружениями в целях контроля лавин и снежных карнизов. Карнизы могут представлять опасность, когда они обрушиваются на лыжные трассы или дороги: кроме того, их падение может привести к сходу случайной лавины. Функция расположенных на наветренных сторонах гряд снегозадерживающих щитов, высота которых обычно составляет 4—6 м, состоит в том, чтобы уменьшить скорость ветра и метелевый перенос. Ветрорегулирующие щиты представляют собой кольктарели высотой около 4 м и шириной около 2 м или ветронаправляющие навесы, сделанные из наклонных панелей длиной 4 м [4, 20].

¹ Дополнительные материалы по этому вопросу читатель может найти в главе 16.

Сооружения для отвода лавин

Сооружения для отвода лавин используются как средство противолавинной защиты в зоне транзита и отложения лавин. Используются в основном три вида сооружений — дамбы или стенки, лавинорезы и галереи.

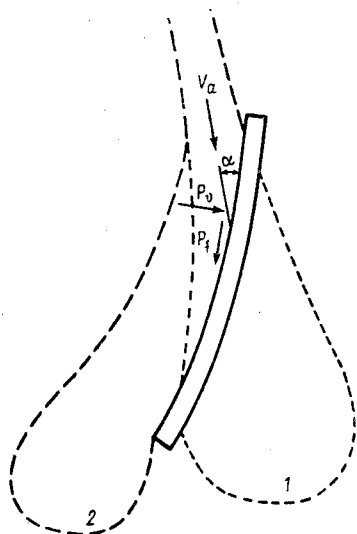


Рис. 11.9. Действие отводящей стенки.

1 — лавина при отсутствии стены, 2 — отведенная лавина.

Отводящие дамбы и стенки останавливают лавины и направляют их в зону, где они не могут причинить ущерба (см. рис. 11.9). Направляющие дамбы или стенки строятся параллельно направлению движения лавины, ограничивая ее движение в узком лотке; часто дамбы и стенки применяются в сочетании с галереями. Большинство их строится в виде земляных насыпей, но могут быть также стальные и бетонные стенки, габионы (специальные бетонные блоки) и ряжи.

Дамбы и стенки эффективны, когда речь идет о рыхлых лавинах, однако при защите от пылевой лавины они практически бесполезны. Отводящие дамбы могут эффективно применяться лишь там, где есть достаточно места, куда можно направить лавины, не рискуя причинить ущерба. Последнее обстоятельство часто ограничивает применение сооружений этого типа. Отвод масс снега должен осуществляться постепенно, в противном случае лавины будут перекрывать и засыпать сооружения. Установлено, что угол α между направлением лавины и положением отражающего сооружения не должен превышать 20° в случае земляной насыпи и 30° в случае стенки. В противном случае эффективность лавиноотводящих сооружений резко уменьшается.

Минимальная высота отводящего сооружения H_d может быть рассчитана исходя из следующей зависимости:

$$H_d = H_s + H_a + H_v, \quad (11.10)$$

где H_s — глубина снега, отложенного либо в результате снегопадов, либо за счет предыдущих лавин; H_a — высота потока «проецируемой» лавины; $H_v = (V_a \sin \alpha)^2 / 2g$; V_a — средняя скорость «проецируемой» лавины (рис. 11.9).

Когда лавина наталкивается на отводящую стенку, на нее начинают действовать силы, обусловленные ударом и трением. Удар-

ная нагрузка P_v , действующая в направлении, перпендикулярном стенке, может быть рассчитана по формуле

$$P_v = \rho_a (V_a \sin \alpha)^2, \quad (11.11)$$

а сила трения на единицу площади поверхности P_f , действующая параллельно стенке, — по формуле

$$P_f = \mu P_v, \quad (11.12)$$

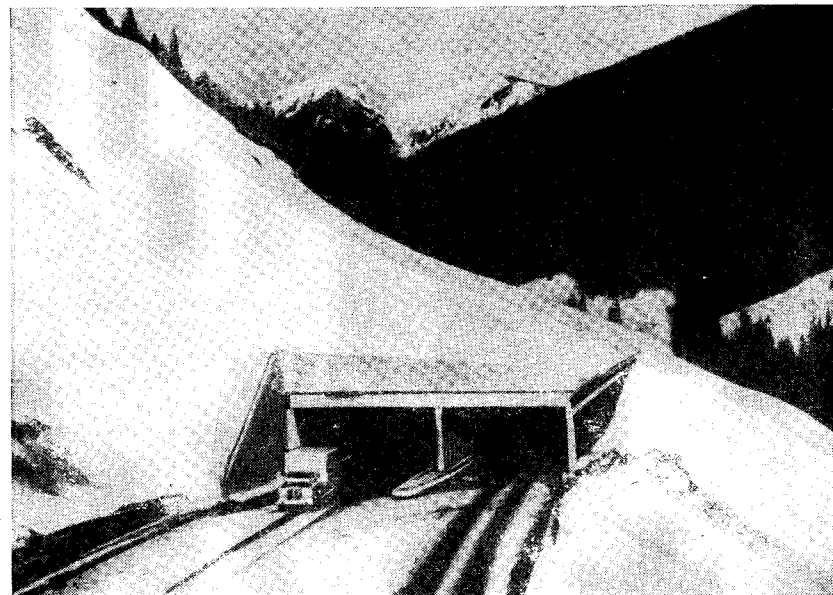


Рис. 11.10. Противолавинная галерея.

где ρ_a — плотность лавины, μ — коэффициент трения (скольжения), значение которого колеблется между 0,3 и 0,5.

Лавинорезы обеспечивают эффективную защиту единичных объектов, таких как здания, опоры линий электропередач и канатных дорог. Они могут строиться из земли, бетона, стали, дерева и других материалов. Они размещаются непосредственно перед фронтальной частью объекта и направляют движущийся снег вокруг него. Лавинорезы могут быть конструктивно объединены с прочными клинообразными стенами, обращенными в сторону лавиноопасной зоны. Основания опорных мачт также можно снабжать выступами из земли или бетона. Высота лавинорезов и нагрузка, которую они должны выдерживать, могут определяться так же, как и соответствующие параметры, рассчитываемые при проектировании дамб и стенок (см. уравнения (11.10) — (11.12)).

Галереи, которые иногда называют «снежными навесами», представляют собой перекрытия, позволяющие пропустить лавину

над защищаемым объектом (рис. 11.10). Они в основном применяются на железных дорогах, автомагистралях; при проектировании зданий они иногда конструктивно включаются в них. Шерер [26] отмечает высокую стоимость галерей, а также тот факт, что для их качественного проектирования необходимы надежные оценки как ширины лавины, так и нагрузок, которые будет испытывать сооружение под действием движущегося снега, когда на него действуют следующие силы (рис. 11.11):

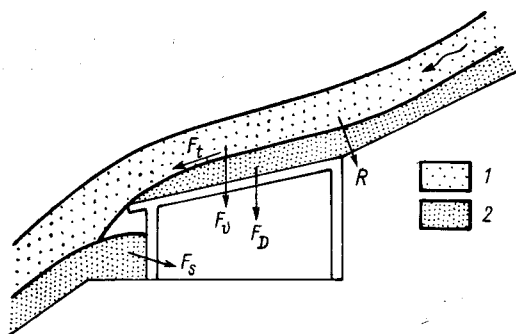


Рис. 11.11. Силы, действующие на галерею.

1 — движущаяся лавина; 2 — снег, отложенный предыдущими лавинами.

- 1) сила трения F_t , возникающая при движении снега;
- 2) вертикально направленная сила F_v , обусловленная весом движущегося снега;
- 3) вертикально направленная сила F_d , обусловленная весом отложенного снега (в галереях, расположенных в зонах отложения лавин, давление, вызываемое этой нагрузкой, может приближаться к 60 кПа);
- 4) сила F_s , возникающая за счет действия нагрузки отложенного снега на стенку галереи, и, возможно, ударные нагрузки лавин, начинающихся на противоположном склоне долины;
- 5) динамическая сила R , возникающая вследствие отражения снега в вертикальном направлении.

Тормозящие сооружения

Тормозящие сооружения, называемые также быками, лавинорезами и стопорами, представляют собой искусственные препятствия, расположенные в лавиносборе. Их функция заключается в замедлении движения или остановке лавины. Эти сооружения эффективны, когда речь идет о защите от мокрых лавин, однако при борьбе с пылевыми лавинами они бесполезны. Наиболее распространенным типом таких сооружений, достаточно экономичных и эффективных, являются земляные холмы, высота которых обычно составляет 4—10 м, расположенные в два и более рядов. Из дру-

гих типов таких сооружений можно отметить земляные и снежные дамбы, которые ставят перпендикулярно движению лавины. Эти дамбы останавливают лишь очень медленно движущиеся лавины, в то время как крупные лавины, движущиеся с большой скоростью, очень быстро их погребают.

Лучше всего ставить тормозящие сооружения на плоской поверхности близ конца зоны отложения лавины. Общее правило заключается в том, чтобы не строить тормозящие конструкции на склонах крутизной более 20°.

Лес как преграда для лавин

Причиной многих стихийных бедствий, связанных с лавинами, стало сведение лесов на обширных территориях, сопровождающее их заселение. В Европе при увеличении населения в горных районах леса часто сводились с целью расширения пастбищ [15]. В Северной Америке обширные вырубki леса производились вблизи центров горнодобывающей промышленности с целью обеспечить последние строительными материалами. Интенсивные вырубки леса велись также вдоль железных дорог для очистки полосу отчуждения. С этих безлесных теперь склонов начали сходиться лавины и там, где они никогда не наблюдались.

Лес в зоне зарождения лавины препятствует ее возникновению. Причин здесь несколько: а) ветви деревьев поддерживают снежный покров и служат как бы якорем потенциальной лавины из снежной доски; б) метелевый перенос в лесу невелик; в) кроны деревьев задерживают снег, откуда он высвобождается постепенно, образуя на грунте устойчивый покров; г) лесной полог смягчает изменчивость энергообмена с поверхностью снега; при этом наблюдается тенденция к более равномерному распределению температуры в толще снега и к увеличению ее устойчивости.

Эффективную защиту от лавин обеспечивают лишь достаточно густые леса — расстояние между молодыми деревьями не должно превышать 3 м [19].

В транзитной зоне и в зоне отложений леса, вероятно, останавливают небольшие, медленно движущиеся лавины, однако они не могут препятствовать движению крупных лавин [6]. Когда лавина ломает деревья и увлекает их за собой, ее масса и разрушительная сила увеличиваются.

В потенциально лавиноопасных зонах лес следует охранять от пожаров. Планы лесозаготовок на крутых склонах следует тщательно изучать с точки зрения их возможного влияния на усиление лавинной опасности. Наиболее важной задачей является охрана лесов в потенциальных зонах зарождения лавин и на гребнях.

Крупная лавина сносит деревья со склонов. На этих территориях лес может быть возобновлен лишь с огромным трудом:

следует соорудить временные снегоудерживающие конструкции, чтобы препятствовать сходу лавин до тех пор, пока деревья не вырастут достаточно, чтобы стать единственным фактором контроля лавин.

Применение взрывчатых веществ

Предотвращение лавин и контроль их путем изменения свойств снежного покрова является более гибкой и, как правило, более дешевой мерой, чем изменение подстилающей поверхности. Однако это лишь временные меры, и их следует проводить в течение каждой зимы. Преимущества искусственного создания лавин заключаются в следующем. Во-первых, лавины могут сходить в удобное время, когда в лавиноопасных зонах нет людей — движение на дорогах блокировано, лыжные трассы закрыты и т. п. После того как лавина сошла, зона воздействия считается безопасной до тех пор, пока изменения погоды и снежного покрова не приведут к созданию лавиноопасных условий. Во-вторых, снег можно спускать в виде нескольких мелких лавин, а не одной крупной. При защите автомагистралей идеален спуск множества мелких лавин, которые не доходят до полотна дороги.

Искусственное создание лавин подрывом зарядов взрывчатых веществ (ВВ) — наиболее широко распространенный метод противолавинной защиты. Взрывчатые вещества наиболее эффективны для вызывания лавин, если их разместить в зоне зарождения лавины в период, когда напряжения в снежном покрове достигают критических значений, и прежде, чем неустойчивый снежный покров станет настолько глубоким, чтобы сформировалась крупная лавина.

Основным критерием эффективности контроля лавин с помощью взрывчатых веществ служит обнаружение неустойчивости снега путем ежедневной оценки лавинной опасности. Поскольку заряды ВВ наиболее эффективны для спуска лавин из сухой снежной доски, лучше всего применять их сразу же после снегопадов. Из-за плохой погоды, недоступности площадок, отказов оборудования и других причин заряды ВВ иногда применяют слишком поздно, так что в результате сходят крупные лавины. Поэтому взрывчатые вещества не всегда можно рекомендовать для защиты зданий и других сооружений.

Для размещения зарядов ВВ в лавине существует несколько способов.

Размещение зарядов вручную. Применяется в районах лыжных курортов, где зоны зарождения лавин легкодоступны. Заряд обычно состоит из 1 кг ВВ, обладающего высокой скоростью детонации, капсуля с огнепроводным шнуром и запала.

Корпусные заряды. Устанавливают в основании зоны зарождения лавин, например на коротких склонах, примыкающих к дороге. Для того чтобы возникла ударная волна, которая распространится сквозь снег до грунта и высвободит снег в более высоких частях склона, может потребоваться заряд динамита весом в 20 кг.

Артиллерия. Если зона зарождения лавины труднодоступна, но находится в зоне прямой видимости, лучше всего доставлять туда подрывной заряд при помощи артиллерийских систем. Успешно применяются для этих целей такие виды армейского вооружения, как мортиры, гаубицы, безоткатные орудия и базуки. Специально для лавинного контроля разработан аваланчер — лавинное ружье, в котором в качестве ракетного топлива используется сжатый газ. Меллор [20] полагает, что выбор вида оружия зависит от дальности и точности его действия, стоимости, а также от правил техники безопасности.

Бомбардировка с вертолета. Заряды ВВ весом около 5 кг сбрасываются с вертолета в лавиноопасную зону. Этот способ особенно удобен в дешевых там, где в течение одного полета можно контролировать несколько лавиносборов. Поскольку при этом обязательна хорошая погода, бомбометание с вертолета не может применяться, когда необходимо вызвать лавину во время снегопада.

Заблаговременно установленные заряды. Размещают в местах, которые недоступны зимой, и там, где невозможно использовать артиллерию. До наступления зимы заряды ВВ, каждый из которых отдельно может быть взорван по радио или при помощи проводных систем, устанавливаются в зоне зарождения лавин.

Другие способы изменения снежного покрова

Предупредительная подрезка снежного пласта лыжниками

Частое прокладывание лыжни на лавиноопасных склонах приводит либо к высвобождению мелких лавин, либо к увеличению прочности снежного покрова, что происходит в результате уплотнения снега. Уплотнение приводит к более тесному контакту снежных зерен, и это ускоряет процесс спекания и отвердевания снега. Высокопрочный снег, получающийся в результате этого процесса, более устойчив, чем естественный, даже когда он начинает таять.

Подрезка снежного пласта лыжниками для контроля лавинной опасности и предупреждения схода лавин эффективна только тогда, когда выполняется достаточно часто, так как уплотнение при этом ограничивается только поверхностными слоями. Слабый снег, лежащий в основании глубокого снежного покрова, не может быть стабилизирован таким способом. По причинам безопасности

лыжников можно использовать только на коротких склонах с соблюдением крайних мер предосторожности.

Уплотнение снега утаптыванием

Утаптывание — более эффективный способ лавинного контроля, чем использование лыжников, так как снег при этом уплотняется до большей глубины. Однако этот способ применим лишь на небольших участках, так как очень трудоемок и требует участия большого количества людей.

Применение химикатов

Лашапел и Стилман [17] отмечают, что в тех случаях, когда наличие слоев глубинной изморози приводит к частому сходу лавин, можно применять химикаты. Цель их применения — воспрепятствовать рекристаллизации снега и формированию глубинной изморози. Эксперименты показали, что если обработать поверхность грунта или первого снега бензальдегидом и *n*-гептаном, то это существенно замедлит процесс формирования глубинной изморози. Однако в настоящее время не имеется коммерческих химикатов, которые, с одной стороны, были бы экономичны и эффективны для контроля лавин, а с другой стороны, не приносили бы вреда растительному покрову и не загрязняли воды.

Меры безопасности

Среди мер безопасности, которые применяются в попытке уменьшить бедствия, связанные с лавинами, наиболее широко распространены следующие: закрытие дорог, районов и т. п., организация системы обнаружения лавин и оповещения, вывешивание предупредительных знаков. Простейшее средство предотвращения бедствия заключается во введении ограничений использования дорог, лыжных трасс, зданий и рабочих площадок на период сильной лавинной опасности. Эффективность этих мер зависит от надежности ежедневных оценок лавинной опасности, производимых лицом, способным распознать начало и конец опасного периода. Предупредительные закрытия дорог с небольшим движением применяются часто, однако для дорог с напряженным движением эта мера приемлема только в том случае, если она кратковременна и применяется нечасто.

Главная проблема при закрытии дорог заключается в том, что это принудительная мера. На малозагруженных частных дорогах — лесных или ведущих к шахтам, движение обычно контролируется предупредительными знаками, однако на крупных общест-

венных автомагистралей оно может контролироваться только шлагбаумами и полицейскими патрулями.

Районы лыжного спорта в общем слишком велики, чтобы их можно было физически закрыть. Знакам, которые установлены в тех местах, где лыжники могут проникать в лавиноопасную зону, подчиняются в течение короткого времени, когда опасность очевидна и для непрофессионала, например во время снежного бурана.

Зоны транзита могут быть оборудованы сигнальными проводами, датчиками давления, световыми лучами, геофонами и другими средствами, указывающими на сход лавины. Сигнал передается в центр контроля, который в свою очередь дает сигналы о закрытии. Такие системы применяются на железных дорогах, где система сигнальных проводов в нижней части транзитной зоны соединяется с блокирующими сигналами. Эти мероприятия также испытывались на автомобильных дорогах (например, на подъездной дороге к району лыжного спорта в Банфе, провинция Альберта), однако большие трудности возникли в связи с содержанием датчиков и дорожных сигналов. Более того, водители не всегда принимают к сведению сигналы красного цвета и не подчиняются им на напряженных участках дорог, где нет пересечений.

Системы предупреждений состоят из сети полевых станций, на которых выполняются регулярные наблюдения за снежным покровом, погодой и лавинами; данные наблюдений сообщаются в центр по контролю. После консультации с бюро погоды центр выпускает прогноз лавинной опасности района, указывая, например, что крупные лавины могут выйти в долину и блокировать автомагистрали или что лыжники могут вызвать местные лавины из снежной доски на определенных склонах. Системы лавинного оповещения и предупреждения функционируют в национальных парках Канады, в Швейцарии, Австрии и на горных перевалах в штатах Колорадо и Вашингтон [13].

На автомагистралях в лавиноопасных зонах часто устанавливают и постоянный знак «Лавиноопасная зона, не останавливаться», за которым следует знак «Конец лавиноопасной зоны». Водители транспорта должны не останавливаться на этих участках и следить за лавинным снегом, отложенным на дороге.

Лыжники и альпинисты оказываются самыми частыми жертвами лавин. Следуя простым правилам безопасности, они могут значительно уменьшить вероятность несчастных случаев, связанных с лавинами. Книги по альпинизму включают разделы, посвященные распознаванию неустойчивого снега, выбору безопасных маршрутов и мерам безопасности [3].

Предпочтительны маршруты, проходящие по гребням, наветренным склонам, по центральным частям широких долин, в густом лесу. Следует избегать глубоких лощин, крутых и подвет-

ренных склонов. Нельзя останавливаться или разбивать бивак в местах, которые могут быть потенциально лавиноопасны.

При пересечении лавиноопасных склонов необходимо выполнять следующие правила безопасности: а) траверсировать склон на наибольшей доступной высоте; б) помнить, что одновременно в пределах лавинного очага может находиться лишь один человек — остальные должны быть за его пределами; в) высвободить руки из темляков лыжных палок и открыть замки лыжных ботинок; г) иметь радиомаяк или лавинный шнур; д) иметь шерстяные куртку, перчатки и шапочку, е) думать о том, что делать, если начнется лавина; наметить пути отхода.

Способы поиска и спасения людей, попавших в лавину, достаточно разработаны и постоянно совершенствуются группами горноспасателей. Основные сведения об этом даны в работах [16, 24].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Atwater M. M. 1968. The Avalanche Hunters. MacRae Smith Co., Philadelphia, Pa.
2. Baker E. J. and McPhee J. G. 1973. Land use management and regulation in hazardous areas. Mono. NSF-RA-E-75-008, Inst. Behav. Sci., Univ. Colo., Boulder.
3. Brower D. 1969. Manual of Ski Mountaineering. Sierra Club.
4. Bündnerwald. 1972. Lawinenschutz in der Schweiz. (Avalanche Protection in Switzerland) Beiheft No. 9, Selva, Chur, Switzerland.
5. Commission on Snow and Ice (IASH). The International Classification for Snow. Tech. Memo. 31, Assec. Comm. Geotech. Res., Nat. Res. Counc. Can., Ottawa.
6. de Quervain M. R. 1968. Die Rolle des Waldes beim Lawinenschutz, Schweiz. Z. Forstwes. Vol. 119, No. 4/5, pp. 393—399.
7. Fraser C. 1978. Avalanches and Snow Safety. Scribner's Son, New York, N. Y.
8. Frutiger H. 1970. Der Lawinenzonenplan. Schweiz. Forstwes. Vol. 121, No. 1, pp. 246—276.
9. Haefeli R. 1967. Some mechanical aspects on the formation of avalanches. Physics of Snow and Ice (H. Oura, ed.) Proc. Int. Conf. on Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, pp. 1199—1213.
10. In der Gand H. R. and M. Zupancic. 1966. Snow gliding and avalanches. Avalanches and Physics of Snow, Symp. of Davos 1965, Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. No. 69, pp. 230—242.
11. Ives J. D. and others. 1976. National hazards in Mountain Colorado. Ann. Assoc. Am. Geogr. Vol. 66, No. 1, pp. 129—144.
12. Jaccard C. 1966. Stabilité des plaques de neige. Avalanches and Physics of Snow, Symp. of Davos, 1965. Int. Assoc. Hydrol. Sci., Publ. No. 69, pp. 170—181.
13. Judson A. 1976. Colorado's avalanche warning program. Weatherwise, Vol. 29, No. 6, pp. 268—277.
14. Kotlyakov V. M., B. N. Rzhavskiy and V. A. Samoylov. 1976. The dynamics of avalanching in the Khibins. J. Glaciol., Vol. 19, No. 81, pp. 431—439.
15. LaChapelle E. R. 1967. Timberline reforestation in the Austrian Alps. J. For., Vol. 65, No. 12, pp. 862—872.
16. LaChapelle E. R. 1978. The ABC of Avalanche Safety. The Mountaineers Seattle, Wash.

17. LaChapelle E. R. and R. M. Stillman. 1966. The control of snow metamorphism by chemical agents. Avalanches and Physics of Snow Symp. of Davos 1965, Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. No. 69, pp. 261—266.
18. Leaf C. F. and M. Martinelli, Jr. 1977. Avalanche dynamics: Engineering applications for land use planning. Res. Rep. RM-183, USDA For. Serv., Rocky Mtn. For. Range Exp. Stn., Fort Collins, Colo.
19. Martinelli M. 1974. Snow avalanche sites, their identification and evaluation. Agric. Inf. Bull. 360, U.S. Govt. Printing Off., Washington D. C.
20. Mellor M. 1968. Avalanches. Mono. III-A3d, U.S. Army Cold. Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
21. Oberforstinspektorat. 1968 Lawinenverbau im Anbruchgebiet. Mitteilungen des Eidg. Institutes für Schnee und Lawinenforschung, Nr. 29, Davos, Switzerland.
22. Perla R. I. 1975. Stress and fracture of snow slabs. Int. Symp. on snow mechanics Grindelwald, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. No. 114, pp. 208—221.
23. Perla R. I. 1977. Slab avalanche measurements. Can. Geotech. J., Vol. 14, No. 2, pp. 206—213.
24. Perla R. I. and Martinelli M., Jr. 1976. Avalanche Handbook. Agric. Handb. No. 489, U.S. Govt. Printing Off., Washington D. C.
25. Salm B. 1964. Anlage zur Untersuchung dynamischer Wirkungen von bewegtem Schnee. Math. Phys., Vol. 15, No. 4, pp. 357—375.
26. Schaefer P. A. 1973. Observations of avalanche impact pressures. Adv. North. Am. Aval. Tech. Gen. Tech. Rept. RM-3, USDA For. Serv., Rocky Mountain For. Range Exp. Stn., Fort Collins, Colo., pp. 51—54.
27. Schaefer P. A. 1966. Snow shed location and design. J. Highw. Div. Am. Soc. Civil Eng., Vol. 92, pp. 21—23.
28. Schaefer P. A. 1975. Friction coefficients and speed of flowing avalanches. Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. No. 114, pp. 425—432.
29. Smith F. W. and J. O. Curtis. 1975. Stress analysis and failure prediction in avalanche snowpacks. Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. No. 114, pp. 332—340.
30. Williams K. 1975. The snowy torrents: avalanche accidents in the United States 1967—71. Gen. Tech. Rep. RM-8 USDA For. Serv., Rocky Mtn. For. Range Exp. Stn. Fort Collins, Colo.
31. Working Group on Avalanche Classification. 1973. Avalanche Classification. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Vol. 18, No. 4, pp. 391—402.

ЧАСТЬ III

Снег и техника

- 12 Передвижение по снегу
- 13 Снег и здания
- 14 Борьба со снегом и льдом с использованием химических и абразивных веществ
- 15 Термические методы воздействия
- 16 Контроль снегопереноса
- 17 Снегоочистительная техника
- 18 Применение методов регулирования и очистки от снега и льда
- 19 Катание на лыжах
- 20 Механика лыж

Передвижение по снегу

ВВЕДЕНИЕ

Трудности в передвижении по заснеженной местности в сравнении с передвижением по обнаженному грунту в течение веков служили источником неудобств для человека. Преимущества передвижения по уплотненному снегу использовались животными, возможно еще до появления человека. Огромные стада оленей колоннами мигрируют зимой в арктических и субарктических ландшафтах. Преимущества движения по снегу единичной колонной были продемонстрированы на заре истории Канады личным составом 104-го Нью-Брансуикского полка, посланного на защиту Квебека от ожидаемого нападения американцев [37]. Соединение отправилось из Фредериктона в Квебек в жестокую зиму 1813 г. Движение в некотором роде напоминало чехарду: каждый солдат или офицер, когда подходила его очередь, пробивал тропу, затем отступал в сторону, ожидая, пока пройдет вся колонна, затем снимал снегоступы и двигался в хвосте колонны по твердой набитой тропе до тех пор, пока не наступала его очередь идти по целине. Достигнув Сент-Андре таким способом, оставшуюся часть пути до Квебека полк довольно легко одолел по существовавшему зимнику.

В более позднее время уплотненный снег использовался в качестве дорожного покрытия в целлюлозной и бумажной промышленности. При вывозе бревен лошадьми в уплотненном снегу формировалась направляющая колея для полозьев саней; для поддержания соответствующей формы колеи и упрочения поверхности зимника добавлялась вода. Даже в наше время тягачи вывозят бревна по аналогичным зимникам.

Большая часть провинций Канады имеет собственные программы строительства зимних дорог, нацеленные на обеспечение перевозки различных грузов в более северные районы. Часто при строительстве в удаленных районах гидроэлектростанций, шахт и других сооружений строительные материалы доставляются также по зимникам.

Разведка нефти и газа в арктических районах с 1960 г. была разрешена только в зимние месяцы, в результате чего зимние дороги оказались объектом пристального внимания работников нефтяной и газовой промышленности. Зимники обеспечивают ровную поверхность движения в условиях пересеченной местности и, кроме того, защищают растительность и торфяники, поддерживая

таким образом существование сплошного слоя вечной мерзлоты. Технология создания зимников применяется при отсыпке выравнивающих подушек в процессе строительства трубопроводов в арктических и субарктических районах [15], а также при строительстве мостов и переправ.

Наиболее значительным вкладом в проблему передвижения по снегу в XX в. было создание разнообразных механизированных движителей, способных передвигаться по снегу вдали от дорог. В Канаде разработка таких машин в значительной степени обусловлена усилиями двух человек: Джозефа Арманада Бомбардье из г. Валкурта, провинция Квебек, и В. Брюса Нодвела из г. Калгари, провинция Альберта.

В 1922 г. в возрасте 15 лет Бомбардьер построил свой первый снегоход из автомобиля «Форд Модель Т» и отдельных частей саней. В середине 1930-х годов он сконструировал особый тип привода и гусениц, которые были запатентованы в 1937 г. и стали основой впоследствии создаваемых им гусеничных машин. В 1959 г. он осуществил свою давнюю мечту — разработал маленький персональный снегоход «Ски-Ду», положивший начало новому виду зимнего спорта и новой отрасли промышленности.

В течение зимы 1959-60 г. Бомбардьер продал 225 снегоходов «Ски-Ду». К концу сезона 1964 г., когда производством подобных машин стали заниматься и другие фирмы, общее число проданных снегоходов достигло 15 000. Спустя одно десятилетие после изготовления первого снегохода «Ски-Ду» производством снегоходов занималось примерно 60 компаний, и в 1971 г. годовое количество проданных снегоходов перевалило за полмиллиона.

В то время как Бомбардьер занимался совершенствованием легких снегоходов, Нодвел свои усилия сосредоточил на создании тяжелого транспортного оборудования для нефтяной промышленности. В 1953 г. он приспособил трактор «Форд» для движения по снегу, а в 1954 г. создал движитель, способный транспортировать 4500 кг сейсмического и бурового оборудования по непроходимым болотам. Это было только началом: к 1957 г. тягачи Нодвела в тяжелых условиях болотистой местности перевозили буровые станки массой 9 и 10 т. В 1965 г. был создан снегоход «Спайдер», предназначенный для работы в случае глубокого снежного покрова. Его использование оказалось наиболее эффективным при укатывании склонов горнолыжных трасс. Другая модификация этого снегохода эксплуатировалась в условиях Крайнего Севера.

В 1965 г. Нодвел и несколько его компаньонов образовали фирму «Форемост Девелопмент Лимитед». К 1967 г. они разработали и начали выпускать вездеход «Хаски» грузоподъемностью 36 тонн, отличавшийся резиностальными гусеницами шириной 142 см с давлением на грунт лишь 30 кПа и двухточечной систе-

мой рулевого управления, способствовавшей существенному уменьшению радиуса поворота.

Совершенствование вездеходов самых разных конструкций, так же как и использование разных типов зимников, значительно уменьшило трудности в преодолении заснеженных территорий и способствовало изучению и освоению районов, ранее недоступных для большого количества людей и тяжелой техники.

В настоящей главе кратко рассматриваются этапы совершенствования снегоходных машин в Северной Америке. Здесь же описываются характеристики зимних дорог разных типов и техника, используемая при их создании. В этой главе рассматривается также вопрос о влиянии снегоходных машин и автозимников на окружающую среду.

СНЕГОХОДЫ

Совершенствование конструкций снегоходов

Значительная часть материалов, содержащихся в этом параграфе, взята из работы Вильсона и Нельсона [53], в которой прослежена история развития снегоходных машин в США.

В 1913 г. Вирджил Д. Райт из Нью-Гэмпшира создал машину, которая, возможно, была первым снегоходом (рис. 12.1). Машина представляла собой усовершенствованный «Форд» с прикрепленными к передней оси лыжами. По обоим бортам машины располагались гусеницы с грунтозацепами, имевшие привод на задние колеса и натянутые между задней осью и дополнительной парой колес, служивших для натяжения гусениц. Подошва лыж имела полозья, способствовавшие лучшей управляемости и препятствовавшие боковому проскальзыванию снегохода. Райт работал над этой модификацией в течение нескольких лет, совершенствуя детали, пока в 1922 г. снегоход не был выпущен в продажу.

В 1922 г. Бомбардьер построил первые аэросани. Примерно в это же время Тюкер изобрел уникальный роторно-винтовой тип движителя, в котором два винтовых ротора крепились к консольным рессорам параллельно направлению движения (рис. 12.2). Привод на роторы шел от двигателя с воздушным охлаждением, при этом основной вес приходился на три лыжи. В 1926 г. в конструкцию привода были внесены изменения, в результате чего остался только один винтовой ротор.

Снегоход «Элиасон Мотор Тобоган» (рис. 12.3) был создан в 1930-х годах и характеризовался наличием гусеницы с грунтозацепами пропущенной под днищем машины и приводимой в движение мотоциклетным двигателем. Для управления снегоходом использовались передние сдвоенные полозья. Эта конструкция

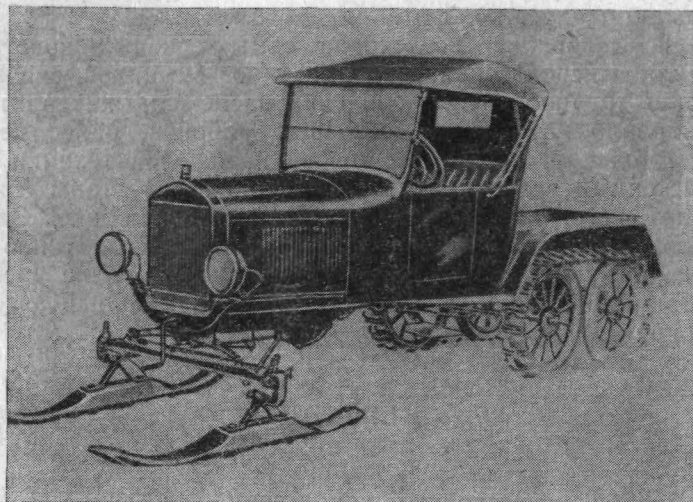


Рис. 12.1. «Форд Модель Т»; модернизирован для передвижения по снегу. (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

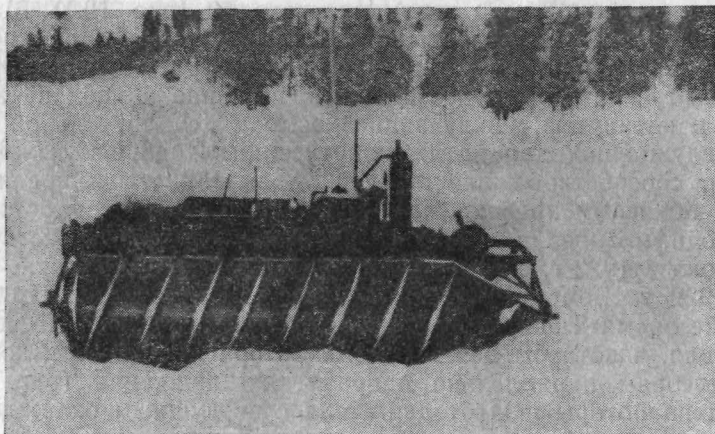


Рис. 12.2. Двигатель с двумя роторными винтами. (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

отличалась высокой скоростью, но плохо преодолевала крутые склоны.

В 1937 г. Бомбардьер запатентовал конструкцию привода через ведущую звездочку на гусеницу, что позволило ему разработать большегрузные снегоходы, использовавшиеся главным образом в лесной промышленности.

В 1940-х годах было разработано несколько снегоходных машин. Появление некоторых машин, несомненно, обусловлено войной, как это было, например, со снегоходом «Айрон Файремен», использовавшимся Лесной службой США (рис. 12.4). На этой машине был установлен двигатель мощностью 71 кВт, размещавшийся внутри большого понтона. Гусеница опоясывала весь понтон. Маневрирование осуществлялось с помощью салазок, крепившихся к тяговому блоку сзади. Поперечная устойчивость обеспечивалась опорами с обеих сторон салазок, двигавшихся по снегу на колесах. Этот тягач предназначался для перевозки больших грузов и, будучи сам тяжелым, двигался с очень небольшой скоростью.

В 1942 г. Робертом Олуэем в колледже штата Монтана был построен снегоход, приводимый в движение большим барабаном с грунтозацепами (рис. 12.5). Силовая установка располагалась внутри барабана, а управление осуществлялось санями, крепившимися спереди. Эта конструкция, вероятно, работала не лучшим образом в глубоком снегу.

Необходимость создания снегоходов, предназначенных для военных целей, привела к разработке в начале Второй мировой войны первой снегоходной машины М-7 с металлическими гусеницами (рис. 12.6). Эта машина имела двухместную кабину, установленную между двумя гусеницами, состоявшими из отдельных металлических звеньев и скрепленных между собой цепью из армированной резины. Привод на гусеницы осуществлялся через большие звездочки, покрытые резиной. Силовая часть состояла из четырехцилиндрового автомобильного двигателя с водяным охлаждением; двигатель соединялся со звездочками посредством обычной трансмиссии и усовершенствованного дифференциала. Для снегохода М-7 в различных снежных условиях были испытаны разные типы грунтозацепов [21]. В период Второй мировой войны был создан также снегоход «Визл», имевший привод и конструкцию гусениц аналогичные М-7 (рис. 12.7). Превосходя М-7 по размерам, этот снегоход мог перевозить от 4 до 6 пассажиров и имел иной механизм рулевого управления, включавший в себя блок тормозов сцепления отдельно на каждую гусеницу. «Визл» успешно применялся для перевозки небольших грузов в сцепке с легкими санями [33].

Одним из наиболее известных американских снегоходов является «Тюкер Сно-Сайкл», созданный в середине 1930-х годов. Для подвода мощности к гусеницам с открытыми звеньями,



Рис. 12.3. Снегоход «Элиасон Мотор Тобоган». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)



Рис. 12.4. Снегоход «Айрон Файремен». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

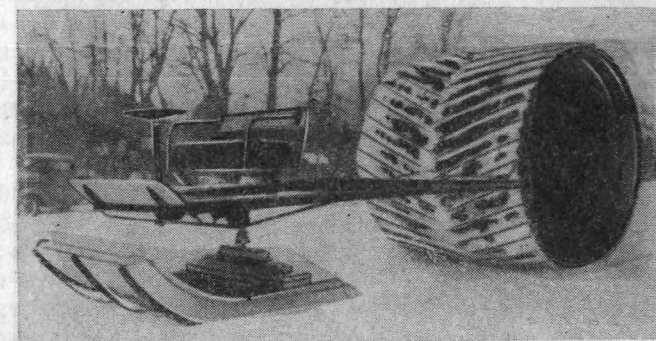


Рис. 12.5. Снегоход с приводом на барабан с грунтозацепами. (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

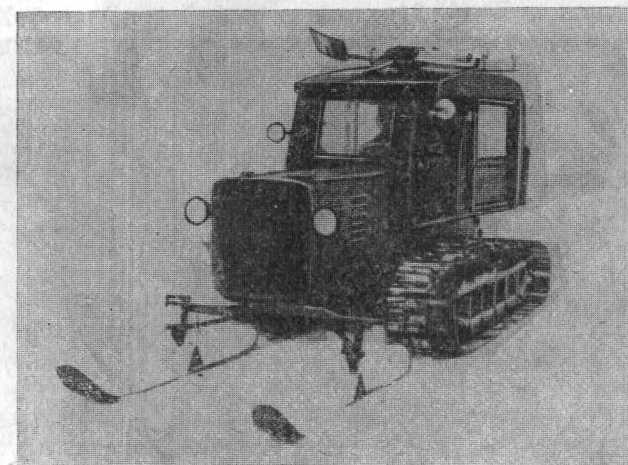


Рис. 12.6. Снегоход М-7 (Армия США). (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

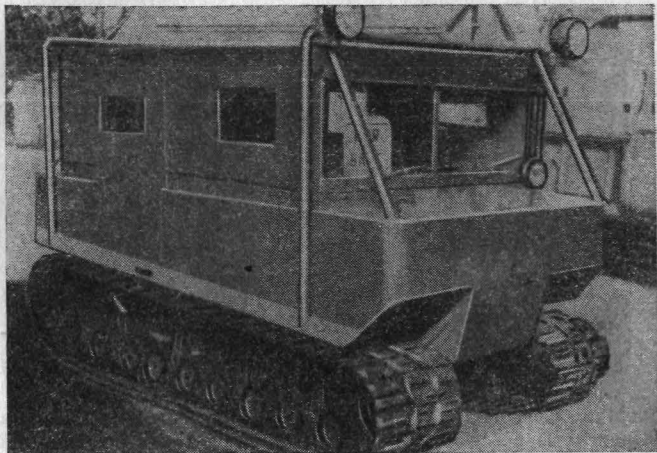


Рис. 12.7. Вездеход «Визл» (Армия США). (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)



Рис. 12.8. Четырехпontonный снегоход «Тюкер». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

опирающимися на катки, использовался двигатель, трансмиссия и дифференциал от автомобиля. Нагрузка от машины на снег передавалась через вытянутые стальные понтоны, вокруг которых вращались гусеницы под действием ведущих металлических звездочек. В начале 1950-х годов была создана более поздняя модификация снегохода под названием «Тюкер Киттен», однако эта машина оказалась менее удачной по сравнению с М-7 [21]. Был разработан также большой четырехпontonный снегоход «Тюкер Сно-Сайкл», имевший привод на четыре колеса (рис. 12.8). Независимые гусеницы на каждом колесе позволяли управлять машиной с помощью передних гусениц.

В начале 1940-х годов был создан еще один снегоход, «Монтана Сноу Баг», представлявший собой мотонарты с двигателем от стиральной машины (рис. 12.9). В этой конструкции сани были позднее заменены на понтон, а силовая установка модернизирована: был установлен двигатель воздушного охлаждения мощностью 15 кВт и трансмиссия, обеспечивавшая девять передних и две задних скорости. К 1960 г. началось производство двухпontonных снегоходов «Баг», однако в связи с плохой маневренностью управление этой машиной вызывало трудности.

В середине 1940-х годов в штате Айдахо были созданы мотонарты «Хобсон Сноу Трэвела» (рис. 12.10). Эта конструкция напоминала большие сани с защитной кабиной. Для управления служила передняя широкая лыжа, а силовая часть представляла собой комбинированный двигатель «Висконсин» с приводом на гусеницу с деревянными грунтозацепами. Эта машина использовалась при снегосъемках на юго-востоке Айдахо до 1956 г.

В этот же период Нельсон из г. Бойсе, Айдахо, сконструировал снегоход «Нельсо-Сно-Поук». Это была одна из первых машин, имевших привод на одну гусеницу, однако позднее в конструкцию были внесены изменения и была установлена вторая гусеница. Для обеспечения тягового усилия к гусеничным лентам крепились грунтозацепы из твердой древесины; маневрирование осуществлялось поворотом двух установленных спереди лыж. Эта ранняя модель имела поразительное сходство с современными снегоходами.

В период между 1940 и 1945 гг. Отдел сельскохозяйственного машиностроения колледжа штата Монтана переделал старый «Шевроле» в снегоход. Силовая часть была модернизирована: было укорочено шасси автомобиля, привод подведен к передним колесам, а на передние и задние колеса с каждого борта надеты гусеничные ленты с деревянными грунтозацепами (рис. 12.11). Маневрирование производилось с помощью тяг от силовой части к салазкам, установленным сзади, так что создавался тормозящий момент относительно дифференциала. В 1945 г. гусеничные ленты были заменены цепями «Блю Берд Сноу Чейнз» моторостроительной компании Форда, широко использовавшимися в то

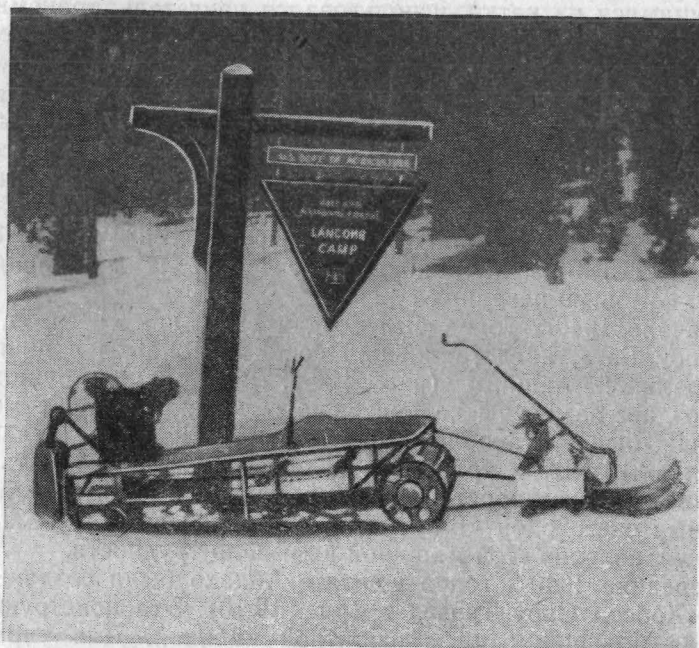


Рис. 12.9. Мотонарты «Монтана Сноу Баг». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)



Рис. 12.10. Мотонарты «Хобсон Сноу Трэвелер». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

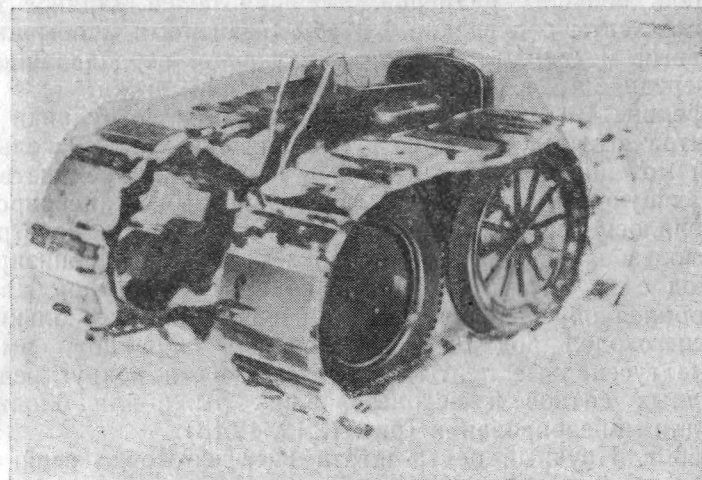


Рис. 12.11. Усовершенствованный вездеход. (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

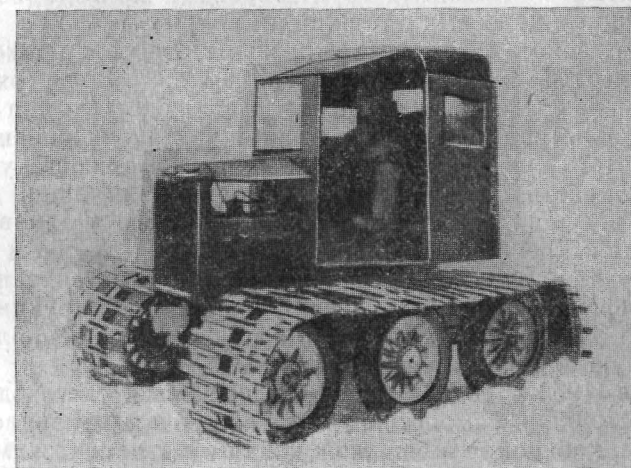


Рис. 12.12. Ранняя модель «Франдис». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

время на западных равнинах для переоборудования машины «Форд Модель А» в снегоход. В 1943 г. была построена двухместная модель больших размеров, имевшая более длинное шасси, гусеничные ленты с деревянными грунтозацепами и обычный автомобильный механизм рулевого управления, передававший усилия на передние колеса и прикрепленные к ним лыжи.

В середине 1940-х годов Росс Эскельсон и сотрудники Научного центра штата Юта сконструировали снегоход «Эскельслед», имевший мотоциклетный двигатель с приводом на единственную опоясывающую раму гусеницу с грунтозацепами. Маневрирование осуществлялось передней лыжей. Тем не менее эта конструкция мало использовалась до тех пор, пока не была модернизирована в снегоход с двумя гусеницами. К концу 1940-х годов Научный центр добился определенных успехов в создании нескольких моделей снегоходов под общим названием «Франди», имевших сдвоенные гусеничные ленты с грунтозацепами вокруг ведущего и свободных катков и использовавших лыжи или блокировку гусениц для маневрирования (рис. 12.12, 12.13).

В 1956 г. Научный центр штата Юта изготовил свой самый большой снегоход, названный «Тракмастер» (рис. 12.14). Этот снегоход был в сущности увеличенной копией «Франди», однако имел индивидуальную трансмиссию на каждую гусеницу. Маневрирование проводилось с помощью трансмиссий, в результате чего одна из гусениц ускорялась, а другая — замедлялась. Гусеничные ленты со стальными грунтозацепами приводились в движение ведущими колесами с резиновым покрытием.

В 1957 г. фирма «Кам Индастриз» в г. Бойсе, Айдахо, выпустила свой первый снегоход под названием «Сно-Бол» (рис. 12.15). Машина имела двухгусеничное шасси с приводом на два ведущих колеса и планетарный дифференциал для маневрирования. Уникальность этого снегохода заключается в возможности установки на силовую часть большинства автомобильных кабин, для чего снимается ведущая ось и дифференциал, шасси устанавливается на гусеницы и крепится с помощью пружинных рессор к осям гусеничного узла, а вал отбора мощности соединяется с планетарным дифференциалом. Усовершенствованная конструкция снегохода «Сно-Бол» последних моделей имел каркас и специально приспособленную алюминиевую кабину.

В конце 1950-х годов начали выпускаться снегоходы «Кристи» — конструкции самолетного типа с трубчатым каркасом, оборудованные кабиной с обшивкой тонким металлическим листом (рис. 12.16). От двигателя «Фольксваген» имелся привод на две гусеничные ленты с металлическими грунтозацепами при помощи стандартного дифференциала и трансмиссии. Отличительной особенностью конструкции было гидравлическое выравнивающее устройство кабины, что обеспечивало постоянный уровень кабины при движении по склонам. Первые модели этого снегохода имели

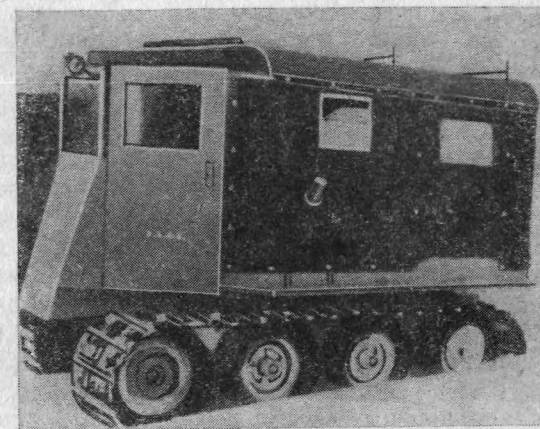


Рис. 12.13. Снегоход «Франди Сноуи Кэб-овер». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

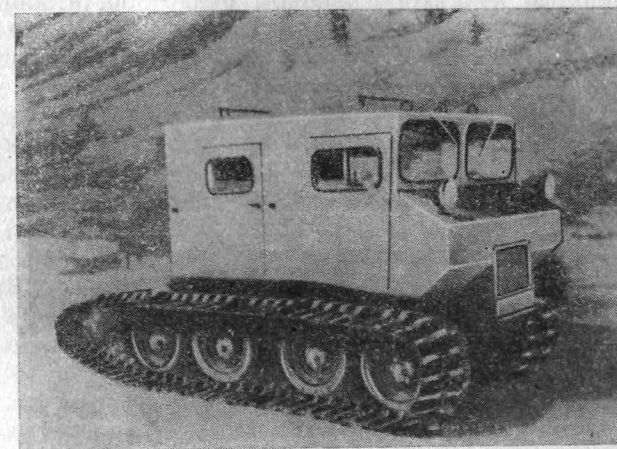


Рис. 12.14. Снегоход «Тракмастер». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

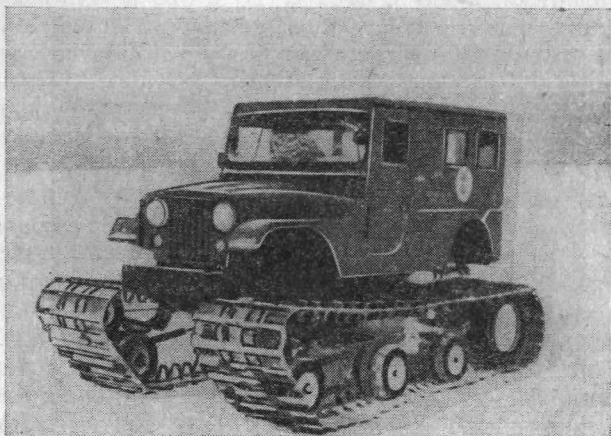


Рис. 12.15. Снегоход «Кам Сно-Бол». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

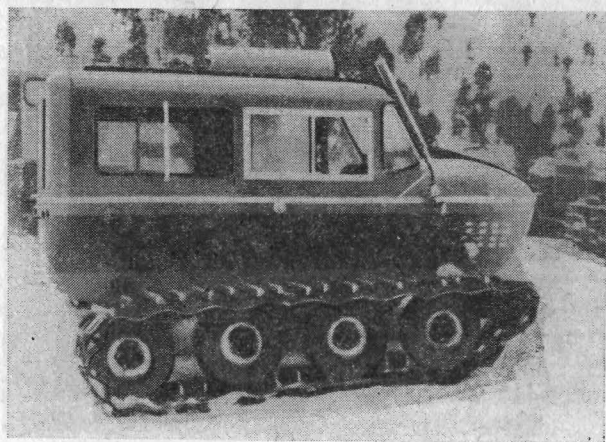


Рис. 12.16. Снегоход «Кристи» с передним расположением двигателя. (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

заднее расположение двигателя, однако в более поздних модификациях силовой блок был вынесен вперед.

В 1957 г. Бомбардьер выпустил первый коммерчески оправдавший себя маленький одногусеничный снегоход «Ски-Ду» (рис. 12.17). Впоследствии было выпущено множество подобных одногусеничных машин, и все они имели тот же вид и ту же конструкцию, что и «Ски-Ду». В конструкции обычно используется двух- или четырехтактный двигатель с единственной ведущей гусеницей шириной от 32,5 до 75 см с металлическими, деревянными или резиновыми грунтозацепами. Маневрирование снегохода обеспечивается одной или двумя передними лыжами, соединенными с рулем, на котором также находятся рычаги управления системой подачи топлива и тормозной системой. Обычная машина преодолевает склоны крутизной до 45 %. Гонимые модели могут развивать скорость свыше 100 км/ч.

В 1960-х годах получили дальнейшее развитие конструкции аэросаней (рис. 12.18). Они приводились в движение пропеллером и авиационным двигателем, установленным позади кабины. В качестве опоры на снег служили три лыжи; передняя лыжа была приспособлена для маневрирования. Торможение выполнялось включением тормозной системы, также установленной на лыжах.

Конструкции больших снегоходов, удовлетворяющие запросам промышленности, постоянно модернизировались начиная с 1937 г., когда фирма «Бомбардьер» запатентовала привод на гусеницу через звездочку. В настоящее время эта фирма предлагает широкий выбор легких и средних снегоходов на двух гусеницах, включая такие модели, как «Маскег Карьер», «Маскег Трактор», «Куа-Трак», «Джи-5 Трактор» и «Скидозер» (рис. 12.19). «Скидозер» представляет собой широкогусеничный легкий снегоход с малым удельным давлением на грунт, что позволяет ему легко передвигаться по глубокому мягкому снегу. Этот снегоход зарекомендовал себя с лучшей стороны при укатке лыжных трасс. Автобус-снегоход «Бомбардьер» может перевозить 12 пассажиров со скоростью до 80 км/ч и широко используются для пассажирских перевозок в условиях заснеженной местности (рис. 12.20).

С тех пор как Нодвел создал в 1953 г. свой первый гусеничный вездеход, его фирмы стали выпускать самые разнообразные колесные и гусеничные машины — от большегрузных до среднегрузных. Эти машины повышенной проходимости производятся сейчас фирмой «Форемост Интернешнел Индастриз Лимитед», расположенной в Калгари, Альберта. Гусеничные снегоходы выпускаются несколькими сериями: «TVS», «Юкон», «Доусон» и «Хаски», и имеют полезную нагрузку от 8 до 36,4 т. Считается, что «Хаски-8» (рис. 12.21) — самый большой в мире гусеничный вездеход, и тем не менее при полной загрузке удельное давление его на грунт составляет примерно 31 кПа. Отличительная особенность конструкции заключается в двухточечной системе управле-



Рис. 12.17. Снегоход «Ски-Ду-Альпин». (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

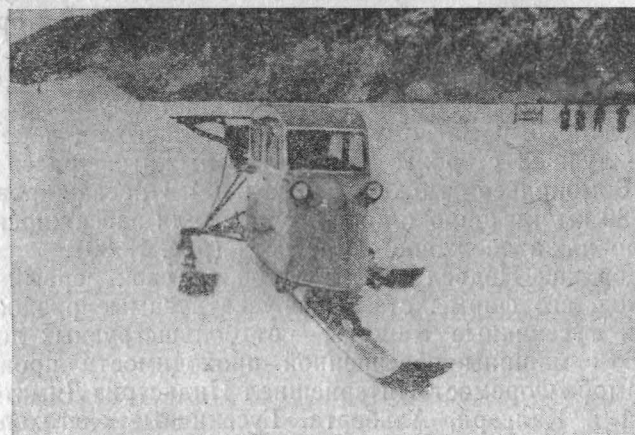


Рис. 12.18. Аэросани. (Перепечатывается с разрешения Западной конференции по снегу.)

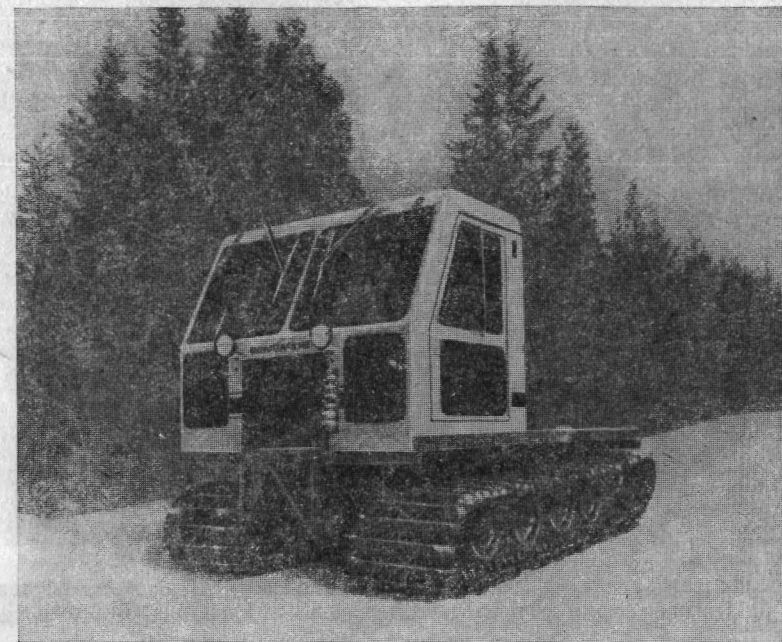


Рис. 12.19. Снегоход «Бомбардьер Скидозер-252».



Рис. 12.20. Автобус-снегоход «Бомбардьер».



Рис. 12.21. Вездеход «Хаски-8» фирмы «Форемост». (Перепечатывается с разрешения фирмы «Форемост Интернейшенл Индастриз Лимитед».)



Рис. 12.22. Машина «Дельта-2» фирмы «Форемост». (Перепечатывается с разрешения фирмы «Форемост Интернейшенл Индастриз Лимитед».)

ния и приводе на четыре гусеницы (так же как и у вездеходов серии «Доусон»). Машины серии «TVS» и «Юкон» представляют собой двухгусеничные вездеходы. Колесные машины фирмы «Форемост» представлены моделями «Дельта-2», «Дельта-3», «Дельта Коммандер» и «HDRV» (аварийно-спасательная машина повышенной проходимости). «Дельта-2» является двухосным автомобилем с приводом на четыре колеса и грузоподъемностью 4500 кг. Благодаря шинам большого диаметра эта машина может преодолевать сугробы толщиной до 1,2 м. Шины эффективно работают в диапазоне давлений от 34 до 2000 кПа (удельное давление двигателя на грунт обычно эквивалентно внутреннему давлению в шинах). «Дельта-2» (рис. 12.22) может перебрасываться в отдаленные районы по воздуху с помощью самолетов «Геркулес». «Дельта-3» является трехосной машиной грузоподъемностью 13,6 т и допускает движение по склонам при продольном уклоне 60 % и поперечном уклоне 50 %. Выпускаемые модели оборудованы четырех- или восьмиместной кабиной (рис. 12.23). «Дельта-3» используется для обслуживания нефтепроводов и нефтепромыслов, а также для перевозки бурового оборудования, грузов, материалов и топлива. «Командер» (рис. 12.24) представляет собой самую большую колесную машину повышенной проходимости и может перевозить до 27 т груза. Отличительной чертой этого автомобиля служит наличие системы автоматической подкачки воздуха в шины для регулирования внутреннего давления в шинах в соответствии с условиями местности. «Командер» конкурентоспособен с обычными грузовыми машинами даже на хороших дорогах. Аварийно-спасательная машина повышенной проходимости «HDRV» фирмы «Форемост» (рис. 12.25) имеет привод на шесть колес и кран с телескопической стрелой, способный вращаться и поднимать вес до 10 т. Этот автомобиль может использоваться в коммерческих, гражданских и военных целях при проведении соответствующих операций в условиях бездорожья.

Научный центр штата Юта в начале 1960-х годов передал производство своих снегоходов фирме «Тиокол Кемикал Корпорейшн», которая модернизировала старые и создала новые модели. Большая часть моделей представляет собой модификацию предшествующих машин «Франди» и «Тракмастер». Наиболее существенным отличием от старых моделей служит наличие механизма управления с планетарным дифференциалом, обеспечивающего блокировку и подвод мощности к каждой гусенице. Эта фирма в 1963 г. начала выпускать четырехгусеничную модель «Тиокол Джагерно».

Образованная в 1969 г. канадская компания «Флекстрак», оборудование которой перешло в собственность фирмы «Форемост Интернешнел Индастриз» в 1976 г., выпустила разнообразные модели гусеничных вездеходов. Вездеход «CF-23» рассчитан на водителя и помощника водителя и способен перевозить до 900 кг

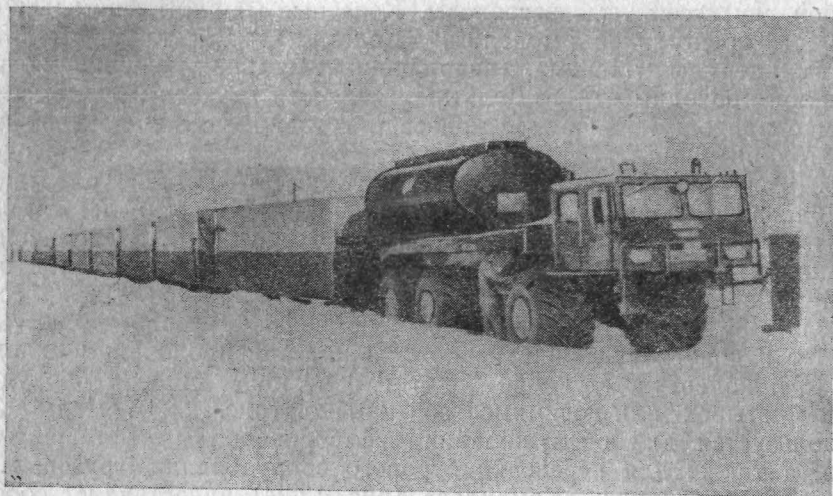


Рис. 12.23. Машина «Дельта-3» фирмы «Форемост». (Перепечатывается с разрешения фирмы «Форемост Интернейшенл Индастриз Лимитед».)



Рис. 12.24. Машина «Командер» фирмы «Форемост». (Перепечатывается с разрешения фирмы «Форемост Интернейшенл Индастриз Лимитед».)

полезного груза; при этом удельное давление на грунт составляет 8,25 кПа. «CF-10/5 Эксл Флоатер» представляет собой более легкий снегоход, однако, как и «CF-23», имеет корпус амфибии и также оказывает малое давление на грунт. Модель «CF-20» имеет

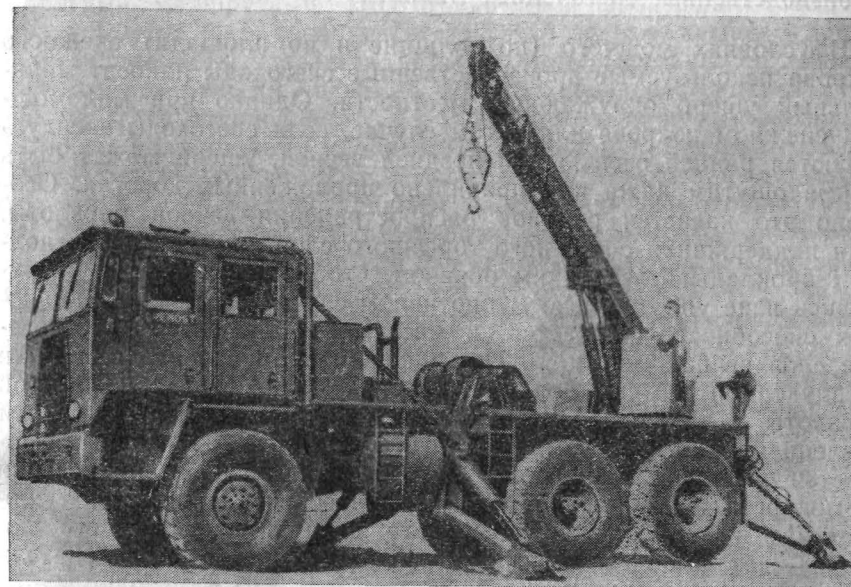


Рис. 12.25. Аварийно-спасательная машина повышенной проходимости фирмы «Форемост». (Перепечатывается с разрешения фирмы «Форемост Интернейшенл Индастриз Лимитед».)

ту же мощность, что и «CF-23», но обладает большей скоростью и способностью преодолевать вброд водотоки глубиной до 80 см. Модель «FN20W/B» характеризуется грузоподъемностью 1600 кг и несколько большим удельным давлением (10 кПа) при полной загрузке. В целом компания производила вездеходы грузоподъемностью от 0,9 до 27 т.

Канадской компанией «Флекстрак» были изготовлены также три модели колесных машин с шинами низкого давления. Модель «CF 100-ТТ» имела грузоподъемность 4,5 т при удельном давлении 28 кПа. «FN Норкан 200» — 9 т при 31 кПа и «FN Норкан 300» — 13,65 т при 38 кПа.

Влияние снегоходов на окружающую среду

Влияние снегоходов на окружающую среду может проявляться различным образом. Основное опасение вызывает влияние шума, в особенности на животный мир. Снегоходный транспорт в райо-

нах распространения вечной мерзлоты несет потенциальную угрозу деградации ландшафтов в связи с возможностью уничтожения растительного покрова и торфяников.

Производственные снегоходные машины

В условиях мощного (по толщине и по площади) снежного покрова используемые производственные снегоходы наносят минимальный ущерб окружающей местности. Однако при маломощном снежном покрове или в том случае, если снегоходы эксплуатируются ранней осенью или поздней весной, ущерб может быть весьма ощутим даже при правильно проложенных дорогах. Особенно это касается районов распространения вечной мерзлоты. Для поддержания сплошного торфяного слоя зимние дороги должны прокладываться таким образом, чтобы торфяники не разрушались и не уплотнялись. В противном случае их теплоизолирующая способность снижается, и местами наблюдается исчезновение слоя вечной мерзлоты. При неправильном строительстве или эксплуатации зимних дорог в районах распространения вечной мерзлоты, а также при передвижении машин с малым удельным давлением в летнее время ущерб окружающей территории выражается в образовании колеи и овражной сети, возникновении термокарста и термоэрозии. Трудно переоценить важность мероприятий по сохранению торфяного слоя и растительного покрова — вот вывод, к которому приходят многие исследователи этих районов [2, 10, 29, 41].

Ущерб, который наносят окружающей среде движители с малым удельным давлением, аргументированно подтверждается в работах [12, 30]. В целом следует избегать в летнее время в районах вечной мерзлоты передвижения вне дорог даже на машинах с малым удельным давлением. В районах, где вечная мерзлота отсутствует, использование таких машин не наносит ощутимого ущерба растительному покрову.

Легкие снегоходы

Значительной части ущерба, причиняемого окружающей среде легкими снегоходами, можно избежать в результате использования снегоходных троп. Эти тропы позволяют уменьшить воздействие шума машин на животный мир и человека. Тропы могут прокладываться вдоль существующих тропинок или колеи, что позволяет снизить количество вырубаемых деревьев; при необходимости тропы прокладываются в обход чувствительных в экологическом аспекте районов.

Водителя можно соблазнить воспользоваться снегоходными тропами, если их трассы проходят в живописных местах и при этом правильно проложены и соответствующим образом поддер-

живаются. Ширина каждой тропы должна составлять по крайней мере 3 м; движение в одну сторону должно быть ограничено. Безопасная пропускная способность тропы — 12 снегоходов на 1 км тропы в день. Наиболее привлекательны маршруты длиной не менее 100 км, в особенности если в пути имеются пересечения с другими маршрутами. Подготовка троп производится летом. Трасса должна быть свободна от деревьев, кустов, камней и пней. Нависающие ветки деревьев должны быть обрезаны до высоты 2,5 м от поверхности снежного покрова средней толщины. Следует избегать уклонов более 0,5 и поворотов на крутых склонах. Повороты должны быть плавными — радиусом не менее 8 м. При необходимости можно воспользоваться опубликованными стандартами и методами создания и обеспечения снегоходных троп [9]. Ущерб, наносимый окружающей среде снегоходами, может быть сокращен, если водители будут руководствоваться на практике «Этическим кодексом водителя снегохода» [8].

Травмы и случаи смертельного исхода при использовании снегоходов обусловлены преимущественно столкновениями с неподвижными объектами, автомобилями, поездами и другими снегоходами или падением со снегохода. Большинство несчастных случаев можно было бы избежать, если бы более интенсивно использовались снегоходные тропы и все водители следовали «Этическому кодексу».

Опрос владельцев снегоходов в 1970 г. показал, что 47 % всех снегоходов используется для езды по тропам, 40 % — для других рекреационных целей, 8 % — для охоты и рыболовства, 3 % — для деловых и других необходимых поездок и 2 % — для соревнований. При наличии более 2,5 миллионов снегоходов в Северной Америке потенциальная угроза окружающей среде от одного только рекреационного использования довольно велика. Наибольшие неприятности при использовании снегоходов причиняет шум [20]; в числе неблагоприятных последствий — ущерб тропам и растительности, истребление животных и рыб, вандализм, воровство, браконьерство и судебные иски [7]. Эти неблагоприятные последствия могут быть уменьшены в результате выработки более строгих правил движения вездеходной техники, усиления контроля за соблюдением правил и зонального деления территорий в соответствии с используемой транспортной техникой. В библиографии по вездеходным машинам, составленной Лодико [35], содержатся ссылки на работы, касающиеся снегоходов. В докладах [18, 38] подробно рассматриваются проблемы воздействия снегоходов на окружающую среду, в частности на растительность, мелких млекопитающих; особое внимание уделено шуму. Механическое уплотнение способствует уменьшению толщины снега и объема воздуха в толще снежного покрова, что приводит к увеличению его плотности и теплопроводности. Это в свою очередь препятствует передвижению мелких млекопитающих под снегом и обу-

словливает низкие отрицательные температуры и соответствующие температурные стрессы млекопитающих.

Указав недостатки использования снегоходов, следует сказать и о множестве их достоинств. Снегоходы широко применяются правоохранительными органами, для подкормки животного мира в суровые зимы, для перевозки грузов, охоты, обслуживания трубопроводов и линий электропередач, а также для работ на фермах и ранчо. В большом количестве снегоходы применялись при пастыбе северных оленей индейцами и эскимосами в арктических и субарктических районах, а также лапландцами на северо-востоке Финляндии. Косвенные данные позволяют заключить, что использование снегоходов существенно повышает число новорожденных оленей в весенний период [44]. Некоторые эскимосы отказались от снегоходов: тепло ездовых собак оказывается незаменимым в критических ситуациях на выживание.

ЗИМНИЕ ДОРОГИ

Типы дорог

Термин зимние дороги (зимники) относится к любому из четырех перечисленных ниже типов дорог, построенных из снега или льда и функционирующих только в зимние сезоны.

Зимний путь. Появляется в результате единичного прохода колесной машины, укомплектованной при необходимости бульдозерным ножом. Обычно использование ножа неприемлемо в районах распространения вечной мерзлоты, поскольку ровная поверхность часто достигается в процессе срезания верхушек кочек.

Снежная дорога. Строится из уплотненного или переработанного снега.

Снежная дорога с ледяным покрытием. При строительстве такой дороги используется вода с целью упрочнения связей между частицами снега и увеличения несущей способности полотна дороги.

Ледяная дорога. В процессе сооружения такой дороги вода разбрызгивается по поверхности с целью создания слоя льда достаточной толщины для обеспечения движения транспорта [4]. Ледяные дороги обычно строятся в районах с малыми запасами снега. В последнее время в некоторых районах, в частности на северном побережье Аляски, получил распространение другой тип ледяных дорог — построенных из блоков льда. Блоки изготавливаются из ледяного покрова озер и рек.

Еще один тип зимних дорог, также относящихся к ледяным дорогам, — дорога, проложенная поперек замерзших рек или озер. Такие дороги очень широко распространены, поскольку

естественная поверхность покрытия весьма ровная, при прокладывании пути не требуется расчистка леса; к тому же общие усилия на подготовку пути оказываются минимальными. С целью исключить путаницу этот тип дороги называют ледяной переправой.

Характеристики и требования, предъявляемые для обеспечения движения транспорта

Сезоном использования зимних дорог называется период эксплуатации дорог в соответствии с их назначением. В районах распространения вечной мерзлоты этот период определяется теми структурными и физическими характеристиками дороги, которые связаны с защитой подстилающего дорогу слоя от разрушения.

Строительство автозимника любого типа начинается тогда, когда грунт промерзает вглубь настолько, что способен выдерживать вес легкого транспортного средства. Если снежный покров препятствует промерзанию грунта, для уплотнения снега могут быть использованы движители с малым удельным давлением на грунт. Соответствующее увеличение теплопроводности и уменьшение толщины снега значительно уменьшит теплоизолирующую способность снежного покрова. Таким образом, скорость промерзания грунтов увеличивается и появляется возможность применения тяжелых дорожностроительных машин с целью завершения строительства дороги к более ранней дате.

Окончание сезона использования зимников совпадает с периодом естественного разрушения поверхности снега или льда. Сток талых вод с полотна зимника обычно наблюдается еще до начала таяния снежного покрова окружающих территорий. Частично этот эффект объясняется зачерненностью поверхности хорошо накатанных зимних дорог и соответствующим снижением альбедо поверхности.

Характеристики зимних дорог, удовлетворяющие условиям бесперебойного движения транспорта при отрицательной температуре, подходят к критическим значениям, как только температура поверхности приближается к 0°C . В высоких широтах это обычно наблюдается дважды в год — в начале осени и в конце весны. В этот период несущая способность поверхности настолько мала, что движение транспорта приводит к формированию колеи и разрушению дорожного покрытия. Таким образом, зимники теряют свои эксплуатационные характеристики в процессе образования колеи, ям и выбоин. При наличии вечной мерзлоты такой зимник уже не обеспечивает сохранность подстилающего естественного слоя.

Способность зимника обеспечивать движение транспорта определяется плотностью и твердостью снежного покрова. В общем

случае плотность сухого свежеснежавшего снега находится в пределах 100—250 кг/м³. Изменения плотности и твердости снега под действием внешних условий окружающей среды подробно рассматриваются в главе 7 и частично в этой главе применительно к сооружению зимников. Свежеотложенный снег первоначально находится под действием процессов деструктивного метаморфизма, характеризующихся уменьшением пористости и увеличением плотности снега. В течение этого процесса дендритовые кристаллы снега распадаются на отдельные фрагменты. Впоследствии большие частицы растут за счет мелких до тех пор, пока не возникают агрегаты округлых, вытянутых или неправильных по форме снежных частиц.

Когда в снежном покрове происходит процесс деструктивного метаморфизма, между контактирующими зернами возникают связи, способствующие повышению прочности снега. Этот процесс, известный как смерзание, или старение снега, начинается еще во время снегопада и получает наибольшее развитие после того, как первоначальное увеличение плотности снега почти заканчивается. Рамсеер и Килер [45] считают, что основным механизмом упрочения связей является процесс испарения — конденсации. Испарение происходит с выпуклых частей агрегатов, где высокое парциальное давление водяного пара способствует возникновению массопереноса. Водяной пар, диффундирующий в локальных воздушных порах, оседает в точках контакта зерен, характеризующихся низкими значениями давления водяного пара.

Смерзание, или старение снега — самый важный процесс при планировании строительства зимников. Для обеспечения движения колесной техники, как показывают исследования, плотность снега должна в среднем составлять по крайней мере 500 кг/м³. В процессе уплотнения разрушаются старые связи и сами снежные зерна, в результате чего распределение зерен по размерам становится более однородным и число контактов между ними увеличивается. Смерзание начинается немедленно после этапа работ по уплотнению, причем наиболее быстро прочность возрастает в первые два-три дня.

Третий метаморфический процесс — конструктивный метаморфизм — проявляется в отложенном слое снега, как только там возникает температурный градиент. Этот процесс характеризуется ростом скелетных кристаллов и уменьшением числа кристаллов в единице объема. В результате появляются хрупкие агрегаты небольшой плотности и прочности, называемые глубинной изморозью. Чаще всего наиболее благоприятные условия формирования кристаллов глубинной изморози наблюдаются в нижних слоях снежного покрова. Основным механизмом формирования служит диффузия. Влага испаряется с более теплых частиц в воздушные поры и конденсируется на соседних более холодных частицах. Предполагается, что водяной пар над каждой частицей

близок к состоянию насыщения в соответствии с локальной температурой. Если процесс конструктивного метаморфизма начался, остановить его очень трудно. По этой причине зимники из уплотненного снега проще создавать при наличии свежего снега.

Общепринятой характеристикой твердости снега является индекс твердости R , который определяется по результатам испытаний зондом Хефели. Хотя этот индекс и условен, он позволяет оценить сопротивление снега внедрению по вертикали стандартного металлического конуса, подведенного к поверхности снега. Показатель твердости для глубины, достигнутой вершиной конуса, характеризует среднюю твердость на всю глубину проникновения конуса; при этом твердость определяется как отношение давления к глубине пенетрации [50]. Твердость уплотненного снега зависит от географического положения, времени года, типа и характеристик снега, температуры снега и окружающей среды и от продолжительности периода старения снега [13]. Прочность также имеет прямую связь с твердостью и в меньшей степени с температурой и размером кристаллов [23].

Зонд Хефели представляет собой конусный пенетrometer, состоящий из полый трубы из нержавеющей стали диаметром 2 см с конусным наконечником с углом раскрытия 60°, направляющего стержня и груза-ударника. Диаметр основания стандартного конуса составляет 4 см, высота 3,5 см; общая длина конусного элемента (до начала стальной трубки) равняется 10 см. Направляющий стержень, сочлененный с верхним концом трубки, служит в качестве направляющей ударника. Полное описание процедуры испытаний и оборудования можно найти в работе [19].

Индекс твердости R рассчитывается по формуле

$$R = (Whn/X) + W + Q, \quad (12.1)$$

где W и Q — масса ударника и зонда соответственно (кг), h — высота падения груза (см), X — глубина проникновения после n -го количества ударов (см).

Поскольку нагружающая часть инструмента имеет коническую форму, вблизи поверхности может наблюдаться большой разброс индекса твердости. Чтобы компенсировать этот эффект, полученные значения R на глубине от 0 до 5 см должны умножаться на 4,7, на глубине от 5 до 10 см — на 1,6, а на глубине от 0 до 10 см — на 3,0 для получения корректных значений R [19, 55].

Было также высказано предположение, что значения индекса твердости искажаются при $R > 800$. Применительно к зимникам никаких проблем не возникает, поскольку поверхности, характеризующиеся $R > 800$, конечно, выдержат большинство, если не все типы колесной техники. Однако эта проблема может ограничивать возможности использования инструмента для определения

индекса твердости снежных взлетно-посадочных полос, предназначенных для приема тяжелых самолетов.

Исследования обнаруживают взаимосвязь между R и плотностью ρ (кг/м³) для переработанного снега в виде [31]

$$R = 3,826\rho - 1618. \quad (12.2)$$

Выяснено также, что для обеспечения регулярного движения военной техники R должно превышать 350. Эксперименты, проводившиеся в районе Норман-Уэлса, Северо-Западные Территории, указывают на то, что для обеспечения движения колесной техники при обслуживании трубопроводов величина R также должна быть не менее 350 [5].

Предпринимались попытки использования некоторых существующих методик испытаний грунтов для оценки характеристик снега как строительного материала. Применительно к снегу они имели лишь частичный успех. Как указывает Вебер и Зила [51], свежевывающий снег под действием нагрузок легко уплотняется и характеризуется значительными объемными изменениями; тем не менее результирующая плотность не превышает 320—390 кг/м³. При одинаковом давлении на снег плотность старого зернистого снега достигала 490—520 кг/м³, а плотность смеси старого и свежего снега 520—540 кг/м³. Эти данные согласуются с результатами полевых испытаний, в соответствии с которыми наибольшие значения плотности достигаются в процессе перемешивания или переработки снега.

К настоящему времени зонд Хефели служит наиболее приемлемым инструментом для определения достоверных значений индекса прочности снега и для контроля за процессом упрочнения снега. Однако даже большое количество измерений твердости в процессе строительства дороги может не обеспечить реальной оценки ее несущей способности применительно к транспорту, поскольку на полотне дороги могут наблюдаться участки мягкого снега, не охваченные измерениями [19]. Адам [3] указывает, что эта проблема возникала при проведении испытаний зимников в районе Норман-Уэлс, Северо-Западные Территории.

Методики строительства

Каждому типу зимних дорог соответствует свой метод строительства, выбор которого часто определяется предполагаемым характером использования зимника. При планировании строительства должны учитываться ожидаемые нагрузки на колесо, давление в шинах и интенсивность движения. Если ожидается лишь несколько проходов гусеничных машин, требуемые стандарты при строительстве оказываются менее жесткими. Данные о планируемом объеме перевозок необходимы еще до начала

строительства для правильной организации работ и во избежание ненужных расходов.

Зимний путь

В ходе сейсморазведки часто используется зимний путь, обычно создаваемый в результате единичного прохода колесной или гусеничной техники, укомплектованной при необходимости бульдозерным ножом. Первоначальный проход часто прокладывается гусеничным трактором, способным сдвигать большие массы снега и срезать поверхностные неровности, служащие препятствием для машин с меньшей проходимостью. Зимний путь в лесистой местности не слишком подходит для колесных машин с резиновыми шинами из-за опасности прокола шин острыми пнями или обломками.

Зимний путь редко используется в районах распространения вечной мерзлоты в связи с возможностью существенного нарушения поверхности, способного привести к просадке льдосодержащих грунтов. Выравнивания поверхности грунта ножом здесь следует избегать. В районах, где вечная мерзлота отсутствует, бульдозерный нож рекомендуется применять только после нескольких проходов гусеничной техники.

Снежные дороги

Снежным дорогам из уплотненного и переработанного снега в литературе уделяется большое внимание. Дорога из уплотненного снега обычно сооружается в процессе многократных проходов гусеничного трактора в сцепке с волокушей или катком. Строительство таких дорог производится либо с целью создания ровной поверхности в условиях пересеченной местности, либо для обеспечения защитного покрытия в районах вечной мерзлоты.

Сооружение дороги из переработанного снега обычно происходит в два этапа: 1) разрушение и перемешивание снежных частиц зубчатыми или дисковыми бородами, роторными снегоочистителями или с помощью другого специально сконструированного оборудования; 2) уплотнение снега. Переработка снега способствует увеличению плотности поверхности покрытия.

Дороги из уплотненного снега. Строительство начинается обычно с использования легкого гусеничного снегохода, укатывающего снег после первых снегопадов. Такое первоначальное уплотнение приводит к увеличению теплопроводности снежного покрова и способствует промерзанию болот и торфяников на достаточную глубину, чтобы выдержать вес более тяжелых машин. После того как подготовлено твердое рабочее основание, начинается завершающий этап строительства дороги.

При сооружении дороги из уплотненного снега возникает необходимость в механическом перемещении снега с полотна или на него с целью обеспечения снежного покрытия заданной толщины или уплотнения его на месте. Обычно эту задачу выполняет гусеничный трактор, сгребающий ножом снег на выбранное место и уплотняющий его в процессе нескольких проходов, часто с использованием волокуши или катка. Тяжелая волокуша или

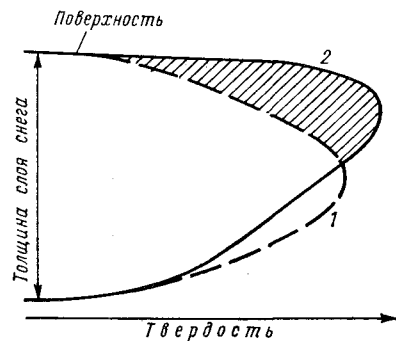


Рис. 12.26. Распределение твердости естественно залегающего снежного покрова (1) и снега, уплотненного специальной укаткой (2), [49].

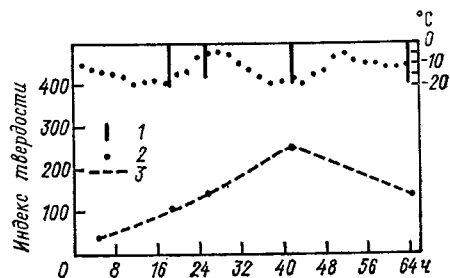


Рис. 12.27. Индекс твердости по зонду Хефели в зависимости от времени смерзания (ч) и температуры снега (°C) [3].

1 — температура снежного покрытия дороги, 2 — ежечасные значения температуры воздуха, 3 — индекс твердости.

снежный струг применяются также для срезания бугров и заполнения выбоин. Тем не менее прочность поверхности построенной дороги обычно недостаточна для того, чтобы выдержать многократные проходы тяжелых колесных машин [13]. Применение волокуш и катков для упрочения поверхностного слоя дороги более эффективно. На рис. 12.26 схематически представлено изменение распределения твердости уплотненного снежного покрова по вертикали после его укатки.

Агер [6] сообщает, что дороги из уплотненного снега в Швеции, построенные без глубинной переработки снега, не способны обеспечивать движение колесных машин, однако указывает на увеличение твердости со временем или вследствие изменения условий погоды (например, при понижении температуры), что совпадает с данными ВМФ США [50]. Эффект увеличения прочности (или смерзания) со временем широко используется строителями зимников. Увеличение твердости со временем благодаря процессу смерзания иллюстрируется на рис. 12.27 [3]. На этом рисунке прослеживается также тенденция к уменьшению твердости с увеличением температуры. Если после окончательных операций по уплотнению дорога не эксплуатируется несколько дней,

ее несущая способность оказывается большей, чем сразу после окончания строительства.

Другие данные полевых испытаний в Швеции [34] показали, что поверхностное уплотнение волокушами или катками обеспечивает несущую способность, достаточную для движения колесных тракторов с грузом в виде бревен при условии, что уклоны на дороге не превышают 0,04; кроме того, поверхностная твердость увеличивается с понижением температуры снега, хотя и с некоторым запаздыванием. Этот эффект наблюдался Адамом [3] у Норман-Уэлса, Северо-Западные Территории (субарктический район). Дороги из уплотненного снега, по-видимому, приемлемы для условий Швеции, где толщина снега достигает 40 см, а средняя температура составляет менее -6°C [34].

При уплотнении снега большой толщины катки оказываются более эффективными по сравнению с волокушами [50]. По данным испытаний спустя час после нескольких проходов катка твердость поверхности снега была вдвое больше, чем после однократного прохода, а спустя 12 ч — в 8–10 раз больше. Хорошо укатанный сухой снег в дальнейшем немного уплотняется; при этом никакого увеличения твердости не наблюдается.

В начале 1950-х годов в Северной Америке было проведено несколько обширных экспериментов по уплотнению снега с использованием волокуш и катков, различавшихся по конструкции и весу [31]. Все волокуши были созданы по одному принципу и в сущности представляли собой раму с прикрепленными режущими ножами. Вес катков менялся от 1450 до 10 000 кг. Выводы, полученные в результате этих и некоторых других экспериментов, приводятся ниже.

1. По данным испытаний в Форт-Черчилле, Мэн, скорость движения автомашин и давление в шинах определяется несущей способностью снежных дорог. Если возникает необходимость в снижении либо скорости, либо давления в шинах ниже рекомендуемых значений, то это означает, что снежное покрытие дороги недостаточно укатано или что соответствующая плотность достигнута быть не может.

2. Как показывают испытания в Капускасинге, Онтарио, тяжелые катки вне зависимости от их типа увеличивают плотность снега за два или более проходов до 540 кг/м^3 . Увеличение плотности до значения 600 кг/м^3 , обеспечивающего устойчивость снежного покрытия при интенсивном движении, достигается иными методами, в частности добавлением воды с целью уменьшения пористости снега.

3. В ходе испытаний в Норман-Уэлсе, Северо-Западные Территории, легкие волокуши массой менее 1000 кг укатывали снег до тех пор, пока плотность не достигала приблизительно 540 кг/м^3 . Однако ожидаемые значения индекса твердости по зонду Хефели (более 300), рассчитанные в соответствии с уравнением

(12.2), достигнуты не были. Наибольшее значение индекса твердости равнялось 167. Дорога из уплотненного снега оказалась разрушенной после менее чем 25 проходов 15-местного автобуса с давлением в шинах 200 кПа [3].

4. Камм [14] сообщает, что каток массой 4650 кг и диаметром 2,4 м эффективно уплотняет снег при скорости движения 9 км/ч. Эта установка имеет хорошую маневренность при всех типах снежного покрова за исключением слоя очень мягкого свежевыпавшего снега большой толщины и может использоваться при температуре до -45°C . 13-колесный каток на пневматических шинах наиболее эффективно уплотняет снег с поверхности при погружении шин в снег на глубину не более 1,27 см.

5. Камм [13] испытывал различные выравнивающие и сглаживающие волокуши. Установлено, что деревянная (пихтовая) волокуша «Дуглас» массой 420 кг должна использоваться для выравнивания поверхности и ее подготовки для работы другого уплотняющего оборудования. Твердое гладкое покрытие из уплотненного снега было получено при использовании сглаживающего струга массой 1300 кг.

6. Испытания относительно легкого катка диаметром 2,4 м и массой 465 кг, разработанного ВМФ США для высокоскоростного компрессионного уплотнения больших заснеженных участков, показали, что эффективная толщина естественного снега, уплотненного одной лишь укаткой, находится в пределах 20—25 см [40].

Дорога из уплотненного снега может быть построена с использованием тяжелых катков или волокуш, однако при планировании движения колесных машин строительство дороги должно сопровождаться применением тяжелых катков и оборудования для переработки снега. Волокуши в основном должны применяться для выравнивания поверхности и для общего поддержания эксплуатационных характеристик дороги.

Дороги из переработанного снега используются в тех случаях, когда несущая способность дороги не может быть обеспечена в результате одного лишь уплотнения. Переработка снега перед уплотнением позволяет достигать большей плотности снежного покрытия дороги. При переработке, во-первых, разрушаются снежные частицы и, таким образом, увеличивается число контактирующих точек; во-вторых, перемешиваются слои снега с разной температурой и структурными характеристиками. Переработка в условиях низких температур повышает вероятность формирования связей между частицами снега и способствует не только увеличению его плотности, но и ускорению процесса смерзания.

Переработка снега перед уплотнением производится с использованием зубьевых или дисковых борон, размельчающе-перемешивающих устройств (пульвемиксеров), пульвемиксеров

с подогревом или роторных снегоочистителей. Зубьевые бороны в условиях холодного климата просты в эксплуатации в связи с отсутствием в их конструкции движущихся частей. Бороны обычно состоят из стальных структурных секций зубчатых балок, различающихся по форме и расстоянию между зубьями. Применение зубьевых борон в глубоком снегу ограничено в связи с имеющейся у них тенденцией к скольжению по поверхности. Эта трудность преодолима при использовании дополнительного груза. Тем не менее применение зубьевых борон не обеспечивает вертикального перемешивания снежных слоев, а образующаяся поверхность покрытия оказывается довольно неровной.

Дисковые бороны по сравнению с зубьевыми применяются с меньшим успехом. Обычно тяговый брус и оси борон расположены слишком низко, так что в условиях мощного снежного покрова наблюдается тенденция к сгребанию снега перед дисками. Для повышения эффективности борон их следует устанавливать на большие полозья или лыжи с целью контроля глубины их погружения [50]. Даже в маломощном снеге диски могут повреждаться под действием низких рабочих температур [3]. Однако такие бороны могут быть полезны для дробления поверхности затвердевшего снега.

Пульвемиксер представляет собой агрегат с закрытой рабочей камерой, в которой поступающий снег дробится на мелкие частицы под действием цепи или ударника; переработанный снег затем разбрасывается по поверхности покрытия. Любой пульвемиксер эффективно работает в глубоком снегу только на гусеничном шасси. В камеру пульвемиксера может подаваться горячий воздух, способствующий таянию и появлению в перемешиваемом снеге воды. Если в процессе строительства автозимников укатка снега производится до и после применения пульвемиксера, получающееся дорожное покрытие отличается хорошими эксплуатационными характеристиками.

Мозер [40] сообщает, что окружная скорость роторного смесителя оказывает определяющее влияние на эффективность переработки снега этим оборудованием. Например, увеличение максимальной окружной скорости от 12 до 29 м/с приводит к более тонкому размельчению снега и, кроме того, повышает скорость обработки снега от 1,4 до 3,1 км/ч. Как было выяснено, позади ротора следует устанавливать лыжу на полную его ширину для удаления и укатывания снега сразу после его переработки.

Если возникает необходимость в обработке протяженных снежных дорог, рекомендуется применять усовершенствованные роторные снегоочистители, характеризующиеся большой производительностью и способностью отбрасывать переработанный снег в нужном направлении. В качестве машины для переработки снега неоднократно испытывался снегоочиститель «Питер Юниор Сноу Миллер» [55]. Эта машина имеет горизонтально расположенный

барабан закрытого типа с режущими лезвиями, расположенными вокруг него в виде спирали, и способна обрабатывать полосу снега шириной 3 м при его толщине до 1,6 м. При большей скорости вращения барабана снегоочиститель более эффективно дробит снег и отбрасывает его назад из эжекторного устройства. Подобные результаты получены и при использовании других стандартных роторных снегоочистителей. Несколько лучшие результаты в отношении размера зерен и плотности переработанного снега были получены при испытании небольшой модели «Ролба».

Для роторных снегоочистителей при переработке снега характерны два недостатка: 1) большие затраты энергии на отбор снега спереди машины, его подъем и отбрасывание назад; 2) необходимость выравнивания поверхности после переработки, поскольку при отбрасывании снега назад эжекторным устройством он распределяется неравномерно. Обе проблемы могут быть решены, если установка расположена спереди от двигателя, так что переработанный снег возвращается на поверхность до того, как тягач минует участок обработки.

При строительстве зимников в условиях мощного снежного покрова Антарктиды использование воздухоподувных установок на лыжном шасси позволило получить поверхности, сравнимые с покрытиями дорог из переработанного снега. Как указывают Томас и Водли [47], при использовании этого метода период строительства сокращается на 40 %, а созданные дороги в течение двух месяцев обеспечивают движение колесной техники.

Сразу же после переработки снег должен уплотняться и выравниваться с тем, чтобы энергия, затрачиваемая на уплотнение, не расходовалась на разрушение связей, сформировавшихся в процессе смерзания. Оборудование, используемое при создании дорог из уплотненного снега, служит также и для укатки переработанного снега. Успешными оказались эксперименты по вибрационному уплотнению переработанного снега, поскольку он в первоначальный момент представляет собой несвязанный гранулированный материал, подобный песку. Движение тяжелой гусеничной машины, например трактора Д-8, взад и вперед с целью уплотнения переработанного снега способствует увеличению плотности до тех значений, при которых возможно движение колесной техники, однако такой метод трудоемок.

Устройства, закачивающие горячий воздух в снег, укатанный до плотности 540 кг/м³, должны растопить 60 кг снега в каждом его кубическом метре с тем, чтобы плотность увеличилась до 600 кг/м³. Такая плотность гарантирует возможность передвижения по зимнику колесной техники. В Капускасинге, провинция Онтарио, при средних климатических условиях пяти проходов обогревателя мощностью 0,76 МВт, двигавшегося со скоростью 3,0 км/ч, было достаточно для растапливания определенного

объема снега и увеличения его плотности на 60 кг/м³ [31]. Такая операция требует 975 л в час топливной нефти или 300 л на 1 км полосы при ее ширине 2,4 м.

Аналогичные испытания, проводившиеся специалистами Лаборатории изучения и освоения холодных районов Корпуса инженеров Армии США, показали, что очень твердый слой льдистого снега может быть получен при использовании отопительной установки мощностью 5,85 МВт; большим недостатком, однако, был значительный расход топливной нефти, достигавший 606 л в час [55]. Как и при использовании других методов переработки снега, при его обработке с помощью отопительной установки требуется последующая укатка.

В 1950 г. при испытаниях в Кемп-Хейле, Колорадо, была проведена оценка эффективности применения различных типов и комбинаций оборудования для создания покрытий из уплотненного снега, включавших в себя каток с изменяющейся массой диаметром 24 м, волокушу, пульвемиксер, дисковую борону и отопительную установку мощностью 72,7 кВт. Наиболее эффективным оказался комплект, составленный из волокуши, пульвемиксера и катка, работавших в указанной последовательности.

Существенное влияние на проходимость дорог из переработанного снега оказывает изменение физических свойств снега при изменении метеорологических условий. Малая изученность этих явлений не позволяет оценить эффективность использования разных приемов при строительстве дорог из переработанного снега. Наиболее приемлемый метод строительства зимников, по-видимому, заключается в применении волокуш для уплотнения снега, последующей переработки снега роторной установкой и укатки его тяжелыми катками. Вуори [55] рассматривает вопрос об использовании разных добавок для увеличения прочности снега в том случае, если сухая переработка и другие методы уплотнения снега оказываются недостаточными. Эксперименты с несколькими типами добавок, приложенных непосредственно к поверхности покрытия (вода и опилки), показали, что в результате перемешивания поверхностного слоя снега его прочность увеличилась после естественного смерзания; опилки служили также в качестве эффективного теплоизолятора и препятствовали размягчению поверхности в периоды оттепели, что существенно улучшало эксплуатационные характеристики покрытия из уплотненного снега. Опилки в качестве добавок должны применяться с осторожностью в связи с их возможным неблагоприятным воздействием на окружающую среду, в особенности если не исключается вероятность их попадания в водоемы, где они представляют опасность для рыб.

Снежные дороги с ледяным покрытием

Снежные дороги с ледяным покрытием обычно сооружаются тогда, когда дороги из уплотненного снега не обеспечивают движение транспорта. В таком случае сначала в качестве твердого основания строится дорога из уплотненного снега. После подготовительных операций на поверхность покрытия подается вода, формирующая твердое, пригодное для движения транспорта полностью из льдистого снега.

Снежные дороги с ледяным покрытием, хотя и под другим названием, впервые были созданы специалистами Лаборатории изучения и освоения холодных районов корпуса инженеров Армии США [55] с целью уменьшения расхода топлива при переработке снега с подогревом. В ходе испытаний дополнительная переработка снега с подогревом проводилась в верхнем 20—30-сантиметровом поверхностном слое покрытия, что потребовало значительно меньше тепла, чем при обработке всего 86-сантиметрового слоя.

Особо указывалось, что контроль за расходом тепла играет важную роль при обработке только поверхностного слоя, поскольку необходимо такое количество воды, какое способен удерживать снег до своего смерзания. Избыточное количество воды просачивается в подстилающий слой сухой переработки снега, что может привести к разрушению ледяного покрытия.

В рамках этой программы испытывался и другой метод обработки, заключавшийся в разбрызгивании по поверхности снега воды, полученной в результате растапливания снега в больших тепловых установках. На различных экспериментальных полосах разбрызгивалось от 5 до 25 мм воды, в результате чего образовывалось покрытие из льдистого снега толщиной от 12 до 25 см. Недостатком следует считать возможность замерзания воды в цистернах, трубах и соплах.

Адам [3] сообщает, что в районе Норман-Уэлса, Северо-Западные Территории, реконструкция дороги из уплотненного снега, разрушенной в процессе непродолжительного движения транспорта, сопровождалась разбрызгиванием воды с нормой расхода менее 25 кг/м^2 (2,5 см). Образовавшееся покрытие напоминало снежную доску с ледяным покрытием и имело среднюю плотность 630 кг/м^3 по всему 28-сантиметровому слою уплотненного снега. Средняя плотность верхних 10- и 5-сантиметровых слоев снега составляла 790 и 950 кг/м^3 соответственно. Эта дорога выдержала примерно 36 000 проходов машин моделируемого транспортного движения при строительстве трубопроводов при минимальных усилиях на ее поддержание; впрочем, значительную часть этих усилий можно было бы не затрачивать, если бы разбрызгивание воды производилось более равномерно.

Лабораторные эксперименты по изучению процесса формирования ледяного покрытия [54] указывают, что инфильтрация воды при температуре 0°C сквозь основание из уплотненного снега характеризуется двумя четко выраженными зонами. В верхней зоне глубина проникновения фронта инфильтрации имеет довольно однородный характер — это зона ледяного покрытия. При избыточном количестве воды просачивается ниже глубины проникновения фронта равномерной инфильтрации; в этой зоне глубина проникновения воды носит крайне изменчивый характер в связи с формированием отдельных каналов стока в толще снега и просачиванием воды через них.

Избыток воды вызывает недосыщение зоны ледяного покрытия, что может ускорить его разрушение при движении транспорта. Помимо всего прочего, это и расточительный способ строительства. Уилсон и Адам считают, что глубина проникновения фронта инфильтрации, достаточная для удержания поступившего количества воды, оказывается чуть больше толщины снежного слоя влагонасыщенностью 95 % при том же количестве поступившей воды. В снеге, первоначальная плотность которого составляла 500 кг/м^3 фронт влагонасыщения продвигался приблизительно на 2,2 см при разбрызгивании 10 кг/м^2 воды.

Формирование каналов стока ниже фронта влагонасыщения изучено в недостаточной степени. Чем больше глубина каналов, тем большим оказывается дефицит воды в зоне ледяного покрытия. Высокие температуры снега и воды, большой объем воды и малая плотность снега способствуют образованию каналов и, следовательно, недонасыщению зоны ледяного покрытия. На рис. 12.28 представлен график, позволяющий определить максимальную толщину слоя воды, добавляемой в снег заданной температуры и плотности, с тем, чтобы эффект недонасыщения проявлялся в минимальной степени.

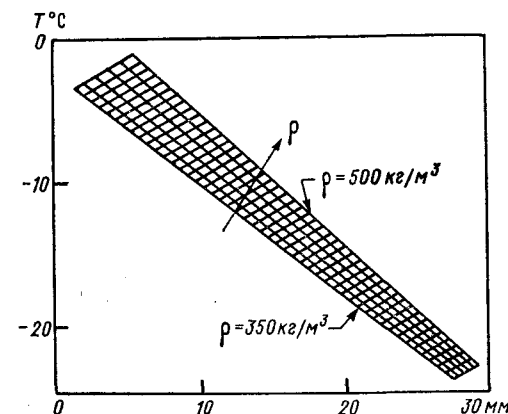


Рис. 12.28. Максимальная толщина слоя воды (мм), добавляемой с поверхности уплотненного снега, при которой эффект недонасыщения проявляется в минимальной степени [54].

ρ — плотность снега, T — температура снега.

Ледяные дороги

Ледяные дороги обычно сооружаются там, где недостаток снега препятствует строительству зимних дорог другого типа. Основное их отличие от снежных дорог с ледяным покрытием заключается в отсутствии снежного основания дороги. Вода разбрызгивается или наливается на поверхность грунта при достаточно низких температурах воздуха и грунта, так что замерзание происходит почти мгновенно. Как только образуется слой льда и поверхность становится водонепроницаемой, производится добавление значительного объема воды для заполнения понижений. Разбрызгивание воды должно продолжаться до тех пор, пока над наиболее выступающими над поверхностью препятствиями (кочками, буграми) не образуется слой льда толщиной в несколько сантиметров.

Новая концепция строительства зимних дорог заключается в применении ледяных блоков при сооружении ледяных дорог. Блоки изготавливаются из ледяного покрова замерзших озер или рек. Отколотый лед засыпается в грузовики при помощи легкого погрузчика с опрокидывающимся назад ковшом, перевозится на трассу строительства и выгружается на месте укладки. Поверхность из блоков льда выравнивается бульдозером, после чего блоки скрепляются между собой в результате разбрызгивания воды. Дороги из блоков льда широко применяются ведущими нефтяными компаниями в процессе освоения северной части Аляски.

Ледяные дороги строятся в основном в арктических и субарктических районах, где в отдельные годы снег может отсутствовать и после 31 декабря. Например, в районе Туктояктука, Северо-Западные Территории, суммарная толщина свежевыпавшего снега к 31 декабря не превышает 20 см раз в три года, в то время как вероятность того, что средняя суточная температура будет ниже 0°C после 10 октября, приближается к 100 % [11].

Хотя строительством ледяных дорог занималась как минимум одна нефтяная компания, проводившая работы в дельте реки Маккензи, информация об этом носит крайне ограниченный характер [32]. Адам [3] сообщает об испытаниях ледяной дороги в Норман-Уэлсе, Северо-Западные Территории, являвшейся частью замкнутой экспериментальной трассы и построенной в полосе отчуждения с расчисткой от снега для моделирования малоснежных условий. В результате двух проходов колесного струга «Эвклид» образовалось ровное основание, над которым возвышались лишь небольшие гребни, оставшиеся после прохода шин. Понижения были заполнены уплотненным снегом, а бугры были полностью очищены от него. На участке строительства ледяной дороги испытательной трассы первоначальный слой раз-

брызгиваемой воды составлял 2,5 мм, что обеспечивало хорошую изоляцию подстилающего болота. За недельный срок полотно дороги постепенно наращивалось — вначале вода разбрызгивалась, а впоследствии заливалась для заполнения понижений. В итоге была построена дорога с ледяным покрытием толщиной 13,5 см, средняя плотность которой составила 890 кг/м³, и шириной полотна 10 м.

По отношению к движению колесного трактора эта дорога имела лучшие характеристики в сравнении со снежной дорогой с ледяным покрытием и выдержала проход 36 000 автомашин с одним единственным легко устраненным повреждением полотна, вызванным движением транспорта. Давление в шинах более 30 % автомашин равнялось 550—620 кПа; в ряде случаев нагрузка на ось превышала 8150 кг. Однако по отношению к движению гусеничной техники ледяная дорога при эксплуатации оказалась хуже, чем снежная дорога с ледяным покрытием. Последняя выдержала 100 проходов гусеничного трактора Д7Е без продавливания колеи до поверхности грунта, в то время как ледяная дорога была разрушена вплоть до обнажения грунта после 22 проходов. Большая устойчивость снежной дороги с ледяным покрытием объясняется защитными характеристиками подстилающего слоя уплотненного снега.

Индекс твердости по зонду Хефели ледяной дороги превышал 600 после частичного завершения ее строительства и приблизительно равнялся 1200 при температуре —20°C. Ледяная дорога почти всегда обеспечивает движение транспорта, если число твердости превышает 450. Поскольку измерения твердости позволяют определять прочностные характеристики только в отдельных точках, методика проведения измерений должна разрабатываться очень тщательно с тем, чтобы результаты испытаний адекватно отражали способность дороги обеспечивать движение транспорта. Это положение в особенности относится к ледяным дорогам, поскольку в весенний период эти дороги могут почти полностью стаивать, в то время как индекс твердости остатков ледяного покрытия часто превышает 450. Следовательно, использование зонда Хефели имеет существенные ограничения при оценке эксплуатационных характеристик ледяных дорог: он практически бесполезен для определения соответствующей даты закрытия дороги. Наилучшими критериями для установления этой даты служат минимальная толщина защитного ледяного покрытия и доля площади участков с обнажившимся грунтом.

Хотя строительство ледяных дорог очень трудоемко, исследования показывают [3], что оно оказывается практичным при использовании соответствующего оборудования, способного перевозить большие объемы воды. Скорость строительства протяженных ледяных дорог в значительной степени зависит от скорости доставки воды в условиях пересеченной местности. По-видимому,

желательно, а в некоторых случаях даже необходимо начинать строительство дороги от источника воды. Тем не менее в целях оптимизации строительства необходимо иметь достаточно протяженный участок обработки, чтобы скорость образования льда равнялась скорости доставки воды. В противном случае будет наблюдаться сток воды с полотна дороги, что снижает эффективность строительства.

Зимние дороги по льду

Зимние дороги, проложенные по замерзшей поверхности озер и рек и часто следующие руслам водотоков, широко используются в удаленных районах с холодным климатом. Ледяной покров водоемов обычно имеет ровную и гладкую поверхность — это идеальное основание для зимних дорог. Основными проблемами в процессе строительства служат недостаточная толщина или несущая способность льда, наличие трещин или торосов и необходимость расчистки от снега.

Хотя толщина льда является важнейшим критерием для определения возможности движения отдельного транспортного средства по речному или озерному льду, оценки, основывающиеся только на этом критерии, могут оказаться неверными [52]. Другими факторами, определяющими несущую способность льда, являются его качество, форма трещин и расстояние между ними, скорость движения машин и глубина водоема.

После несчастного случая в районе Минаки в 1957 г., когда погибло пять человек, служба «Онтарио Гидро» создала линейку безопасности для определения допустимой нагрузки на лед, на шкалах которой указаны значения толщины чистого и молочного льда, характеристик трещин и количество дней с оттепелями. Данные о толщине льда, полученные в результате бурения, служат в качестве исходного параметра при использовании линейки, шкалы которой проградуированы согласно численному решению следующего уравнения:

$$P = 5,9(h_c + 0,5h_w)^2 C_1 C_2, \quad (12.3)$$

где P — допустимая нагрузка (кг); h_c , h_w — толщина чистого и молочного льда (каждая от 0 до 90 см) соответственно; C_1 и C_2 — коэффициенты, учитывающие наличие трещин и оттепелей соответственно. В настоящее время это наиболее практичный метод определения допустимых нагрузок на лед при движении транспорта. Коэффициенты C_1 и C_2 выбираются таким образом, чтобы обеспечивать безопасность движения.

Вывод уравнения (12.3) основывается на работах Корунова и Голда [1, 24]. Однако было выяснено, что напряжения, вызываемые изменениями температуры, и усталость играют существенную роль в разрушении ледяного покрова [25], поэтому при-

веденное уравнение не должно служить единственным критерием при расчетах допустимых нагрузок транспорта на лед. Из-за неопределенности влияния двух отмеченных факторов, на практике обычно расчетные значения уточняются введением коэффициентов безопасности. Если предполагается приложение повторных нагрузок, значения коэффициентов безопасности следует увеличить. На безопасность движения влияют скорость движения машин, глубина водоема и расстояние между машинами в колонне, поскольку в ледяном покрове может сформироваться резонансная гидродинамическая волна [25].

Стоимость сооружения зимников

Стоимость строительства большинства зимников в основном зависит от затрат, необходимых для создания такой плотности покрова, которая позволила бы выдержать нагрузки колесного транспорта¹. Стоимость прокладывания зимнего пути составляет в среднем 275 долларов на 1 км [22, 39]. При подсчете общих затрат необходимо учитывать затраты на поддержание пути, составляющие 27 долларов на 1 км, и инфляцию.

Если учитывать стоимость использования машин, людей и топлива, строительство высококачественных снежных дорог обходится в 1600 долларов на 1 км [31]. При сооружении снежных дорог с ледяным покрытием требуется выполнить больший объем работ, поэтому стоимость дороги увеличивается еще на 200 долларов на 1 км пути. Стоимость автозимников в удаленных районах может составлять до 3250 долларов на 1 км.

Если снежную дорогу необходимо строить каждую зиму, а ее стоимость равна или превышает 3250 долларов на 1 км, следует подумать о целесообразности строительства постоянной дороги. Стоимость обеих дорог за два десятилетия оказывается примерно одинаковой, если учесть, что постоянная дорога имеет первоначальную стоимость 32 350 долларов на 1 км, ежегодные расходы на поддержание 1,5 % и ежегодные выплаты для погашения ссуды 8,5 %.

ЛЕДЯНЫЕ ПЕРЕПРАВЫ

Ледяными переправами называются участки искусственно намороженного льда на речных переправах, обычно расположенные перпендикулярно направлению течений. При выборе места

¹ Читатель должен с осторожностью воспринимать оценки стоимости на текущий момент, приведенные в настоящем параграфе. Оценки приведены здесь лишь с целью показать сравнительную стоимость различных типов зимников.

строительства следует избегать участков реки с быстрым течением, поскольку локальная турбулентность может размыть ледяной покров. Толщина естественного льда и частота его формирования на участках с сильной турбулентностью меньше, чем на участках с более спокойным течением.

В прошлом при строительстве ледяных переправ использовалась бревенчатая гать: стволы деревьев обрабатывались и укладывались вдоль полосы движения, после чего для выравнивания покрытия сверху добавляли воду и снег. В арктических и субарктических районах недостаточные запасы подходящего леса ограничивают применение этого метода. Более того, использование этого метода должно согласовываться с регламентациями по охране окружающей среды; например, в Северной Канаде строительство таких переправ разрешается лишь при условии, что весь оставшийся лес и древесные отходы убираются после окончания строительства [26].

При создании ледяных переправ часто устраивают небольшие подпорные валы с обеих сторон полосы отчуждения при помощи легких машин, сгребающих снег в стороны. Удаление снега с поверхности способствует увеличению толщины льда. Снежные валы обливают водой. При отсутствии снега для ограничения участка затопления используют бревна. Вода на эти участки заливается слоями по 3—5 см, после чего выдерживается время, необходимое для ее замерзания. Толщина ледяных переправ, построенных таким способом, составляет от 30 до 60 см.

Методы строительства ледяных переправ подробно описаны в ряде работ [16, 17, 48]. При использовании любого из методов сначала определяется критическая толщина ледяного покрова, которая может быть рассчитана в соответствии с уравнением Стефана

$$h = \alpha \sqrt{\theta}, \quad (12.4)$$

где h — расчетная толщина льда (м); α — коэффициент (0,58—0,95), отражающий комплексное влияние местных условий, в частности снежного покрова, характеристик реки и речной воды [46]; θ — число градусо-дней при температуре ниже 0°C. Расчет толщины льда позволяет избежать преждевременной отправки строительных отрядов. Даже если расчетные значения указывают на возможность безопасного движения по льду, толщину льда следует проверять на месте путем бурения, прежде чем разрешать движение тяжелой техники по льду.

Методы и принципы создания зимних дорог по льду применимы и к строительству ледяных переправ, если речные переправы оказываются достаточно широкими. Проведен теоретический анализ устойчивости ледяных переправ с точки зрения их размеров, характеристик льда, а также его качества при различ-

ных нагрузках [42, 43]. Лофквист [36] предложил метод оценки несущей способности ледяного покрова при удельном статическом давлении.

При сооружении ледяных переправ в районах распространения вечной мерзлоты следует избегать выемки грунта береговых склонов. В этом случае для придания соответствующих уклонов въездам в качестве заполнителя следует применять уплотненный снег. Если на контакте льда с береговой линией рек и озер наблюдается разрушение грунта, въезды на ледяную переправу должны быть усилены.

В общем случае расходы на поддержание ледяных переправ оказываются минимальными. Периодически может требоваться расчистка от снега и сглаживание образовавшихся колеи с помощью струга. Также периодически следует проверять толщину льда для контроля возможного размывания льда с его нижней поверхности. Размыв может наблюдаться в том случае, если под действием собственного веса ледяная переправа оседает и в результате увеличивается скорость течения реки.

ВЛИЯНИЕ ЗИМНИХ ДОРОГ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

Зимние дороги строятся с целью создания ровной пригодной для проезда транспорта поверхности, а в районах распространения вечной мерзлоты — и для защиты поверхностного растительного и торфяного слоя. Транспортные испытания показали, что правильно построенные зимники могут выдерживать тысячи проходов колесных машин без повреждения подстилающих грунтов. Несомненно, гусеничные машины с соответствующими грунтозацепами могут совершать до сотен проходов без разрушения полотна. Однако гусеничный трактор Д-7 может разрушить ледяную дорогу до основания всего за 22 прохода, в то время как поверхность снежной дороги без особого ущерба выдерживает до 100 проходов трактора [3].

В северных лесных районах ущерб окружающей среде может наноситься косвенным путем. Расчистка леса приводит к попаданию прямой солнечной радиации на мхи, в результате чего отдельные виды растений гибнут и подстилающий слой торфяника оказывается обнаженным. Обычно поросль черной ели и американской лиственницы при расчистке леса не выкорчевывается, однако число деревьев этих пород существенно сокращается на участках, где были проложены зимники. На открытых участках с ненарушенным естественным покровом большинство видов кустарников встречаются чаще и размеры их больше, чем на участках, по которым двигался транспорт.

На участке испытания зимника в районе Норман-Уэлса в летний период, последовавший сразу после зимней интенсивной экс-

плутации дороги, живой растительный покров сократился до 12 % своего первоначального уровня и затем восстановился до 31 и 44 % спустя один и два года соответственно [5]. Подобные же наблюдения за трассами сейсморазведки в дельте реки Маккензи показали восстановление растительного покрова с 1,4 % в первое лето после воздействия до 21 % во второе и до 67 % в третье лето [29].

В тундровых районах толщина торфяного слоя служит важнейшим фактором, определяющим глубину протаивания и температуру грунта [27], а в северных лесных районах расчистка леса способствует повышению температуры почвы и увеличению глубины протаивания [28]. Однако интенсивность воздействия на окружающую среду и его конкретный период в течение года обуславливают степень уплотнения торфяников и их теплопроводность. Необходимость в строительстве зимников возникает в тех случаях, когда планируется использование обычных колесных машин, и в особенности если требуется многократное прохождение колесной или гусеничной техники с малым удельным давлением. Правильно построенный автозимник будет служить хорошей защитой растительному и торфяному слою и способствовать полному восстановлению местности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корунов Н. М. О грузоподъемности ледяного покрова при транспортировке леса. — Лесная промышленность, 1956, № 11, с. 18—19.
2. Порхаев Г. В., Садовский А. В. Земляное полотно дорог и аэродромов. В кн.: Основы геоэкологии (мерзловедения). Часть II. Инженерная геоэкология. Глава VIII. — М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 231—254.
3. Adam K. M. 1973. Report on Norman Wells winter road research study, 1973. Winnipeg Interdiscip. Syst. Ltd., Winnipeg, Man.
4. Adam K. M. 1974. Impact from winter road use and misuse. Res. Res. Reps., Environmental impact assessment of the portion of the Mackenzie gas pipeline from Alaska to Alberta. Winnipeg Environ. Prot. Board Winnipeg, Man., Vol. IV, Ch. 2, pp. 29—36.
5. Adam K. M. and H. Hernandez. 1977. Snow and ice roads: ability to support traffic and effects on vegetation. Arctic J., Arct. Inst. North Am., Vol. 30, No. 1, pp. 13—27.
6. Ager B. H. 1955. Den snöpackade vägen. II Väderlekens betydelse (The compacted snow road. II Climatic considerations). Svenska Skogsvårdsföreningens Tidskrift, Vol. 2, pp. 201—227 (English Transl. by Nat. Res. Council Can., Div. Build. Res., Ottawa, Tech. Transl. 816).
7. Baldwin M. F. and D. H. Stoddard. 1973. The off-road vehicle and environmental quality. The Conserv. Found., Washington, D. C.
8. Bombardier Limited. 1971. Play safe with snowmobiles for more winter fun. Bombardier Ltd., Valcourt, P. Q.
9. Bombardier Limited. 1972. A guide to the development and maintenance of good snowmobile trails. Bombardier Ltd., Valcourt, P. Q.
10. Brown J., W. Richard and D. Victor. 1969. The effect of disturbance on permafrost terrain. Sp. Rep. 138, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
11. Burns B. M. 1974. The climate of the Mackenzie Valley — Beaufort Sea. Clim. Stud. No. 24, Vol. II, Environ. Can., Atmos. Environ. Serv., Downsview, Ont.

12. Burt G. R. 1971. Travel on thawed tundra. Symp. on Cold Regions Eng., Vol. 1, Univ. Alaska, College, Alaska.
13. Camm J. B. 1960. Snow-compaction equipment — snow drags. Tech. Rep. 109, US Nav. Civ. Eng. Lab., Port Hueneme, Calif.
14. Camm J. B. 1961. Snow-compaction equipment — snow rollers. Tech. Rep. 107, US Nav. Civ. Eng. Lab., Port Hueneme, Calif.
15. Canadian Arctic Gas Pipeline Limited. 1974. Applications and supporting documents to the National Energy Board and to the Department of Indian Affairs and Northern Development. Can. Arct. Gas Pipeline Ltd., Toronto, Section 13a.
16. Carson P. J. 1955. Ice bridges. R. Eng. J. Vol. 49, pp. 166—176.
17. Carson P. J. 1958. Ice bridges. Polar Rec., Vol. 9, pp. 18—19.
18. Chubb J. 1971. Proc. 1971. Snowmobile and Off the Road Vehicle Res. Symp. Mich. State Univ., East Lansing, Mich., pp. 55—71.
19. Clark E. F., G. Abel and A. F. Wuori. 1973. Expedient snow airstrip construction technique. Sp. Rep. 198, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
20. Committee on Environmental Quality. 1970. Rep. of the Committee on Environmental Quality. Int. Snowmobile Cong., Duluth, Minn.
21. Diamond M. 1956. Studies on vehicular trafficability of snow (Part I). Rep. 35, US Army Snow Ice Permafrost Res. Estab.
22. Engineering News Record. 1969. Arctic roadbuilders open up North Slope. Eng. News Rec., Vol. 182, No. 7, pp. 36—37.
23. Gold L. W. 1956. The strength of snow in compression. J. Glaciol., Vol. 2, pp. 719—725.
24. Gold L. W. 1960. Field study on the load bearing capacity of ice cover. Tech. Pap. 98, Nat. Res. Council Can., Div. Build. Res., Ottawa, Ont.
25. Gold L. W. 1971. Use of ice covers for transportations. Can. Geotech. J., Vol. 8, pp. 170—181.
26. Government of Canada. 1971. Territorial Land use regulations. Territorial Lands Act, Government of Canada, Ottawa, Ont.
27. Haag R. W. and L. C. Bliss. 1974a. Energy budget changes following surface distribution to upland tundra. J. Appl. Ecol., Vol. 11, pp. 355—374.
28. Haag R. W. and L. V. Bliss. 1974b. Functional effects of vegetation on the radiation energy budget of boreal forests. Can. Geotech. J., Vol. 11, pp. 374—379.
29. Hernandez H. 1973. Natural plant recolonization of surficial disturbances, Tuktoyaktuk Peninsula Region, N. W. T. Can. J. Bot., Vol. 51, pp. 2177—2196.
30. Hok J. R. 1969. A reconnaissance of tractor trails and related phenomena on the North Slope of Alaska. US Dept. Land Manage., US Dept. Interior.
31. Joint Snow Compaction Program. 1954. Report on snow compaction trails 1952—53. DSIS Doc. L7167, Can. Def. Res. Board, Ottawa, Ont.
32. Kerfoot D. E. 1972. Tundra disturbance studies of the Western Canadian Arctic. Arct. Land Use Res. Rep. 71/72, Dept. Indian Affairs North Dev., Ottawa, Ont.
33. Lanyon J. J. 1961. Conservation of M29C Weasel tracks. Sp. Rep. 42, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
34. Leijonhufvud A. C. 1955. Den snöpackade vägen III Fältforsök och praktiskt tillämpning (The compacted snow road: III Field tests and practical applications). Svenska Skogsvårdsföreningens Tidskrift, Vol. 4, pp. 337—394 (English Transl. by Nat. Res. Council Can., Div. Build. Res., Tech. Transl. 909).
35. Lodico N. J. 1973. Environmental effects of off-road vehicles. Bibliography Ser. 29, US Dept. Interior, Office Libr. Serv.
36. Lofquist B. 1944. Luftkraft och Bärformaga hos ett Istäcke (Lifting force and bearing capacity of an ice sheet). Teknisk Tidskr., ft. No. 25, Stockholm (English Transl. by Nat. Res. Council Can., Div. Build. Res., Tech. Transl. 164).
37. MacNutt W. S. 1963. New Brunswick, a History 1784—1867. MacMillan of Canada, Toronto, Ont.

38. Masyk W. J. 1973. The snowmobile, a recreational technology in Banff National Park: Environmental impact and decision making. Nat. Park Ser. 5, Univ. Calgary, Calgary, Alta.
39. Mauro A. V. 1969. The Royal Commission Inquiry into Northern Transportation, Province of Manitoba, Winnipeg, Man., pp. 185, 268—271, 371.
40. Moser E. H. (Jr). 1963. Navy cold-processing snow-compaction techniques. In Ice and Snow: properties, processes and applications (W. D. Kingery, ed.), The M. I. T. Press, Cambridge, Mass., pp. 459—484.
41. Murrman R. P. and S. Speed. 1972. Military facilities and environmental stress in cold regions. Sp. Rep. 173, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
42. Nevel D. E. 1965. Ice bridge analysis. Res. Rep. 148, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
43. Nevel D. E. 1970. Moving loads on a floating ice sheet. Res. Pap. 261, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
44. Pelto P. J. 1973. The snowmobile revolution: technology and social change in the Arctic. Cummings Publishing Co., Menlo Park, Calif.
45. Ramseier R. O. and C. M. Keeler. 1966. The sintering process in snow. J. Glaciol., Vol. 6, No. 45, pp. 421—424.
46. Rhoad E. M. 1973. Ice crossings. North Eng., Vol. 5, No. 1, pp. 19—24.
47. Thomas M. W. and K. D. Vaudley. 1973. Snow road construction technique by layered compaction of snowblower processed snow. Tech. Note 1305, US Nav. Civ. Eng. Lab., Port Hueneme, Calif.
48. US Department of the Army 1962. Army. construction. Tech. Manual TM5-349, Dept. of the Army, Washington, D. C.
49. US Naval Civil Engineering Laboratory. 1962. Snow compaction equipment, sprayers and dusters. Tech. Rep. R111, Port Hueneme, Calif.
50. United States Navy. 1955. Arctic engineering. Tech. Publ. Navy Docks TP-PW-11, Bureau of Yards and Docks, Washington, D. C.
51. Weber B. and J. Zyla. 1975. Compaction of snow. M. Sc. Thesis, Dept. Civ. Eng., Univ. Man., Winnipeg, Man.
52. Willmot J. G. 1962. A safe ice load meter and a motor driven coring tool for estimating the bearing capacity of ice. Proc. 7th Annu. Meet. East. Snow Conf., pp. 149—160.
53. Wilson J. A. and M. W. Nelson. 1968. A history of the development of over-snow vehicles. Proc. 36th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 9—18.
54. Wilson T. M. and K. M. Adam. 1975. The interrelationships of water application rate, ambient temperature, snow road properties and ice-cap during construction of winter roads. Can. Arct. Gas Study Ltd., Dept. Civ. Eng., Univ. Man., Winnipeg, Man.
55. Wuori A. F. 1963. Snow stabilization studies. In Ice and Snow: properties, processes and application (W. D. Kingery, ed.), The M. I. T. Press, Cambridge, Mass., pp. 438—458.

Глава 13

Снег и здания

ВВЕДЕНИЕ

Снег может оказывать существенное влияние на безопасность и доступность зданий. Аккумуляция снега на крышах приводит к формированию избыточных нагрузок и обрушению здания; образование льда и ледяных перемычек способствует подпруживанию воды и просачиванию ее под кровельные материалы и сквозь гидроизоляцию; промачивание, вызываемое инфильтрацией воды, образовавшейся в результате таяния метелевого снега во фронтонах и других углублениях, может вызвать повреждение внутренней отделки зданий; соскальзывание снега с наклонных крыш может представлять опасность для жизни пешеходов, а метелевый перенос вблизи здания может затруднить доступ к нему. Все эти аспекты должны учитываться при проектировании зданий. В настоящей главе в основном рассматривается проблема прогнозирования снеговых нагрузок на крыши при проектировании зданий в Канаде.

СНЕГОВЫЕ НАГРУЗКИ НА ГРУНТ

Подготовка данных о нагрузках для Национальных строительных норм

Нагрузки, возникающие в результате аккумуляции снега на крышах в суровые зимы, должны приниматься во внимание при проектировании зданий в большинстве районов Канады. Еще несколько десятилетий назад прочность крыши определялась опытом проектировщика. Позднее в нескольких крупных городах появились строительные правила, в которых указывались значения минимальных нагрузок на крыши [20].

В 1941 г. два события заложили основу для постепенного поворота к более рациональному проектированию снеговых нагрузок. Во-первых, были опубликованы Национальные строительные нормы [9]. Во-вторых, стали проводиться регулярные наблюдения за толщиной аккумулирующегося на поверхности Земли снега на большом числе метеорологических станций.

В 1941 г. единственными данными, на которых могли основываться расчеты нагрузок, были данные о снегопадах за каждый

месяц, осредненные за ряд лет. Для крыш с наклоном не более 20° проекты зданий в соответствии с Национальными строительными нормами [9], должны были предусматривать снеговые нагрузки в 0,96; 1,44 и 1,92 кПа. В качестве ориентира для выбора нагрузок предлагалась формула

$$L = S + R, \quad (13.1)$$

где S — сумма осадков в виде снега в январе, феврале и марте, R — сумма жидких осадков за тот же период. Параметр L связан с проектной снеговой нагрузкой следующим образом:

Нагрузка, кПа	0,96	1,44	1,92
L , см	<51	51—76	>76

Уравнение (13.1) по сути является чисто эмпирическим. Тем не менее оно с успехом применялось для многих районов Канады. Основным недостатком этого выражения, возможно, является ограничение проектной снеговой нагрузки значением 1,92 кПа.

Новое издание Национальных строительных норм [10] содержало более рациональный подход к оценке снеговых нагрузок. В наличии уже имелись данные реальных измерений толщины отложенного снега за каждую зиму начиная с 1941 г. для ряда метеостанций. Эти данные были проанализированы с целью определения наибольших сезонных максимумов для каждой станции [20]. На основании полученных значений и при условии, что плотность снега равняется 200 кг/м³, были рассчитаны нагрузки, которые складывались затем с нагрузками, возникающими в результате выпадения максимального суточного количества жидких осадков за период, когда ожидается максимальное снегонакопление. Полученные снеговые нагрузки примерно соответствовали значениям, определенным по уравнению (13.1), однако были, по-видимому, более точными, поскольку влияние рельефа и близости к открытым водоемам на отложение и таяние снега учитывалось автоматически. Устранение верхнего предела в 1,92 кПа привело к появлению более высоких значений проектных нагрузок в районах с интенсивной аккумуляцией снега, в частности в районе залива Святого Лаврентия, на некоторых участках, расположенных к востоку от озера Гурон, и в отдельных частях Британской Колумбии.

Описанный метод расчета снеговых нагрузок использовался в Канаде начиная с 1953 г. Впоследствии методика расчета была несколько усовершенствована в соответствии с данными наблюдений в последующие зимы.

К 1960 г. для ряда станций имелись данные о толщине снега за 18 лет. Появилась возможность применения статистического анализа при обработке данных о максимальной толщине снега с целью расчета проектных снеговых нагрузок с заданной обеспе-

ченностью взамен простого выбора одних экстремальных значений, как это делалось ранее [2, 3]. Для анализа наблюдавшихся сезонных максимумов толщины снега применялось распределение экстремальных значений в соответствии с методом, описанным Гумбелем [4]. В качестве основы при расчете нагрузок был выбран 30-летний период обеспеченности, иначе говоря, расчетное значение может быть превышено 1 раз за 30 лет в любой из годов этого периода.

Для удобства расчета предполагалось, что плотность снега равняется 192 кг/м³, так что 1 см толщины снега эквивалентен нагрузке в 18,85 кПа. Поскольку плотность старого снега находится в пределах от 200 до 400 кг/м³, можно предположить, что значение 192 кг/м³ при расчетах нагрузок является заниженным. Однако нас интересует осредненная плотность снега во время формирования его максимальной толщины за 30-летний период. Этот максимум почти наверняка будет наблюдаться сразу после исключительно обильного снегопада, поэтому значительная часть снежного покрова будет иметь небольшую плотность.

Обрушения крыш в Канаде часто наблюдаются после дождей в начале весны, поэтому рекомендуется к снеговым нагрузкам добавлять нагрузки, обусловленные задержанием дождевой воды в снегу. Поскольку количество выпавших жидких осадков ежедневно измеряется на всех осадкомерных станциях, общепринятым стало использование максимума суточного количества жидких осадков, которые могут выпасть в период года, когда наблюдается максимальная толщина снега.

Внесение поправок

В 1961 г. была составлена карта снеговых нагрузок для территории Канады с использованием данных о толщине снега более чем 200 метеорологических станций [2, 3]. Однако даже 200 станций недостаточно для адекватного отображения распределения снеговых нагрузок во всех районах. В горных районах и вблизи обширных водоемов на расстоянии 10—20 км снеговые нагрузки могут сильно изменяться. В то же время среднее расстояние между метеорологическими станциями составляет свыше 200 км. Для некоторых районов, где снеговые нагрузки не определялись, был проведен тщательный анализ с использованием коротких рядов наблюдений за толщиной снега и рядов, в которых имеются пропуски за многие месяцы. Использование последнего вида информации может приводить к ошибочным оценкам, однако сравнение таких данных от зимы к зиме с длинными рядами наблюдений других метеостанций позволяет сделать некоторые заключения о различиях в условиях снежности. Такой анализ применялся для расчета уточненных значений проектных снеговых нагрузок в долинах внутренних областей Британской Колумбии,

в районах, прилегающих к озеру Гурон в провинции Онтарио, и для ряда других небольших территорий.

Влияние абсолютной высоты местности

При выборе проектной нагрузки необходимо учитывать ее зависимость от высоты над уровнем моря. В особенности это относится к сооружениям горнодобывающей промышленности или объектам горнолыжных комплексов, поскольку такие сооружения часто строятся высоко над днищами долин. В отдаленных районах метеорологические станции отсутствуют, и, следовательно, нет длинных рядов наблюдений за толщиной снежного покрова. В 1935 г. Службой изучения водных ресурсов Британской Колумбии была принята программа по сбору данных о снежном покрове, известная под названием Программы снегомерных наблюдений, с целью сбора информации для прогнозирования объемов весеннего стока. К 1970 г. в Британской Колумбии существовало свыше 200 маршрутов снегомерных съемок, обслуживающихся множеством различных компаний и правительственных учреждений [5].

На основе данных маршрутных снегомерных съемок оказалось возможным выявить увеличение снеговых нагрузок с высотой для районов Скалистых гор. Оказалось также, что на некоторых участках, где метеорологические станции и маршруты снегомерных съемок находились примерно на одной высоте и на расстоянии одна от другой всего в несколько километров, снеговые нагрузки по данным маршрутных снегомерных съемок были существенно больше по сравнению с нагрузками, рассчитанными по данным метеостанций. По-видимому, причиной такого расхождения является тот факт, что снегомерные маршруты часто намеренно прокладывают по участкам с особенно глубоким снежным покровом.

Хотя значения снеговых нагрузок, рассчитанные по данным маршрутных снегомерных съемок, часто слишком завышены (для использования при проектировании сооружений), эти значения используются для определения ожидаемого увеличения нагрузок с высотой, которое составило от 0,6 до 1,9 кПа на 100 м для районов Британской Колумбии. Начиная с 1967 г. наблюдения за снеговыми нагрузками проводятся в разных высотных поясах [15]. Эти наблюдения подтвердили факт увеличения нагрузок с высотой, однако его интенсивность оказалась несколько меньшей и находилась в пределах 0,5—1,4 кПа на 100 м.

Влияние городов на климат

В последнее время вышло большое число публикаций, посвященных влиянию городской застройки на особенности местного климата. При определенных метеорологических условиях, несом-

ненно, наблюдаются существенные различия в температурах воздуха городских и сельских районов. Такие различия наблюдаются и в осредненных за продолжительные периоды показателях, однако разница в этом случае составляет лишь несколько градусов. Отмечены различия и в количестве выпадающих осадков, однако до сих пор остается невыясненным влияние урбанизации на снегонакопление на поверхности Земли и снеговые нагрузки.

Некоторые климатологи считают, что увеличение объемов сжигаемых полезных ископаемых (включая уран на атомных установках) может способствовать существенному повышению средней температуры на всей Земле. В то же время в последние два десятилетия, по-видимому, наблюдается тенденция к понижению температуры, и некоторые климатологи предупреждают об опасности сохранения этой тенденции в дальнейшем. Любые изменения температуры, вероятно, будут сопровождаться изменениями количества выпадающих осадков и снеговых нагрузок. Такие изменения должны отражаться на значениях проектных снеговых нагрузок, однако корректировка этих значений один раз в 10 или 20 лет вполне достаточна, чтобы следовать за плавно меняющейся тенденцией.

Основы расчета проектных снеговых нагрузок на поверхности Земли остаются неизменными, меняются лишь конкретные значения нагрузок в результате поступления новых фактических данных. Снеговые нагрузки на грунт, полученные в последнее время на основе анализа доступных наблюдений за толщиной снега, представлены для ряда городов Канады в табл. 13.1 [11].

Таблица 13.1
Рекомендуемые проектные снеговые нагрузки на грунт [11]
(перепечатывается с разрешения Национального исследовательского комитета Канады)

Провинция	Город	Нагрузка, кПа
Британская Колумбия	Ванкувер	1,9
	Виктория	1,5
Альберта	Калгари	0,9
	Эдмонтон	1,5
Саскачеван	Реджайна	1,7
	Саскатун	1,5
Манитоба	Виннипег	2,1
	Оттава	2,9
Онтарио	Торонто	1,8
	Уинсор	1,1
Квебек	Монреаль	2,7
	Квебек	3,8
Нью-Брансуик	Сент-Джон	3,0
	Новая Шотландия	2,2
о. Принца Эдуарда	Галифакс	2,3
	Шарлоттаун	3,3
Ньюфаундленд		3,5

СНЕГ НА КРЫШАХ

До начала 1960-х годов необходимость расчета снеговых нагрузок при проектировании не учитывалась. Наблюдавшиеся каждый год обрушения крыш по всей Канаде объяснялись ошибками, допущенными при их проектировании или строительстве, в результате чего они не могли выдерживать ожидаемых за период эксплуатации объемов снега. Действительно, многие обрушения происходили в домах и сооружениях, построенных без учета строительных норм, поэтому эти данные не представляют большого интереса для оценки современных требований при проектировании. Другие обрушения, в особенности обрушения больших крыш, указывают на то, что некоторые допущения при расчете снеговых нагрузок, принятые в современных строительных нормах, оказываются неудовлетворительными при расчете объемов снега и распределения снегонакопления. В частности, нередко предполагалось, что проектная снеговая нагрузка равномерно распределена по всей крыше, а ее номинальное значение составляет 1,44—1,92 кПа.

Снеговая нагрузка на крыши зависит от двух факторов: климатических условий и физических свойств крыш. Климатические условия меняются в зависимости от географического положения, абсолютной высоты, экспозиции, положения по отношению к преобладающему направлению ветра и, естественно, могут существенно различаться от зимы к зиме. Крайне важны такие характеристики крыш, как форма, размеры, цвет и теплопроводность. Таким образом, определение снеговых нагрузок на грунт является лишь первым этапом расчета нагрузок на крыши. С целью расчета реальных и достаточно точных значений снеговых нагрузок на крыши следует учитывать также такие факторы, как местный рельеф и характеристики сооружений. При разработке проекта весьма ценная информация может быть получена на основе данных полевых наблюдений.

Наблюдения за снеговыми нагрузками

Наблюдения за снеговыми нагрузками на крышах были организованы в 1956 г. Отделом строительных исследований Национального исследовательского комитета и проводились при участии добровольных наблюдателей во многих частях Канады [14]. Наблюдения включали измерения толщины и плотности снежного покрова на крышах различных типов, а также описание характеристик ветровой тени вблизи каждой крыши, необычного распределения снеговых нагрузок и случаев обрушения крыши [8, 17].

Такие наблюдения велись в течение 11 лет, в результате чего были составлены таблицы коэффициентов снеговых нагрузок, связывающих нагрузки на крыши с нагрузками на грунт.

Специальные наблюдения, начатые в более позднее время с целью изучения распределения снеговых нагрузок на больших многоярусных плоских и изогнутых крышах, в настоящее время продолжаются.

Структура и плотность снега на крышах

При прогнозировании характеристик снега на крышах в такой большой стране, как Канада, возникают некоторые проблемы, обусловленные зависимостью характеристик от географического положения. Изменчивость свойств свежевыпавшего снега в основном связана с различиями значений температуры и влажности воздуха в периоды снегопадов. На восточном и западном побережьях, а также в районах Великих озер влажный и липкий снег наблюдается чаще, чем в прериях и северных районах, где низкие отрицательные температуры обуславливают обычно выпадение сухого снега, подверженного метелевому переносу. Тип и характер снега в провинциях Квебек и Онтарио оказывается промежуточным между двумя, указанными выше.

Как показывают результаты измерений на ряде станций по всей Канаде, плотность снега на крышах составляет от 200 до 400 кг/м³. При проектировании зданий следует руководствоваться значением плотности в 240 кг/м³ [11].

Влияние ветра на снегонакопление

Падающий снег откладывается на крышах равномерным слоем только при малых скоростях ветра. При скорости ветра 4—4,5 м/с большая часть выпадающего снега проносится мимо крыши, если ее форма способствует ускорению ветрового потока, и, попадая в зону ветровой тени, откладывается; в результате формируются заносы [16]. Заносы образуются в местах перегибов крыш, за домами и на других участках, где скорость ветра уменьшается. Нагрузки при образовании заносов могут значительно превышать нагрузки в случае равномерно распределенного снежного покрова. Когда скорость ветра превышает 4—4,5 м/с, снежные частицы могут срываться с поверхности снега и уноситься потоком; при этом на участках с высокой скоростью ветра наблюдается снос снежного покрова, а переотложение снега в виде заносов происходит в желобах, на подветренных скатах арочных и остроконечных крыш

или позади выступов на крышах. В процессе переотложения снега значительная его часть может сдуваться с крыши и откладываться на поверхности Земли. Иногда замерзающий дождь образует твердое покрытие на поверхности снежного покрова и тем самым препятствует его сносу и переотложению.

Очевидно, что в ряде случаев перераспределение снега на крыше в процессе метелевого переноса служит важным фактором формирования снеговых нагрузок; в определенных условиях, при наличии ветровой защиты, этот фактор оказывается несущественным. Следует рассмотреть два класса защит: полную и частичную. На полностью защищенных участках снег откладывается относительно ровным слоем. Такие условия наиболее часто встречаются в горных долинах Западной Канады и изредка на отдельных участках, окруженных со всех сторон высокими деревьями с малой ветровой проницаемостью. Расчет снеговых нагрузок на крыши для таких участков выполняется сравнительно просто при условии, что имеются данные о нагрузках на грунт. Частичная, или местная защита наблюдается гораздо чаще, а расчет снеговых нагрузок в результате формирования заносов при этом оказывается более трудным — снег может переноситься ветровыми потоками почти любых направлений; защита, обеспечиваемая окружающими препятствиями, другими зданиями и деревьями, может менять свои характеристики в процессе эксплуатации сооружения. Вследствие этого на ранее защищенных участках может наблюдаться максимальное снегонакопление в результате метелевого переноса самых разных направлений.

Если не принимать во внимание особые случаи индивидуальных экспериментальных исследований, таких как испытания в аэродинамической трубе, определение влияния условий защищенности на величину снеговой нагрузки оказывается обычно слишком дорогостоящим методом подготовки проектной документации. По этой причине при проектировании крыш принимаются следующие условия: а) нагрузка на крышу в виде некоторой части снеговой нагрузки на грунт распределяется равномерно и определяется условиями защищенности данной крыши; б) на отдельных участках по направлению ветрового потока нагрузка увеличивается в результате формирования снежных заносов, при этом предполагается, что ветер может иметь любое направление; в) снос и переотложение снега отличаются неоднородностью. При проектировании для выполнения последнего условия принимается допущение о том, что распределение снежного покрова носит неравномерный характер: удельная проектная снеговая нагрузка приложена к части изучаемой площадки, а к оставшейся ее части приложена половина этой нагрузки; при этом распределение нагрузок выбирается таким образом, чтобы можно было оценить наиболее неблагоприятное воздействие нагрузок на структурные элементы проектируемого здания.

Общая оценка результатов наблюдений за снеговыми нагрузками на крышах, проводившихся Национальным исследовательским комитетом Канады, позволяет прийти к выводу о том, что средние нагрузки на крыши оказываются в подавляющем числе случаев значительно меньше по сравнению с нагрузками на грунт. В среднем 50, 20 и 6 % из числа наблюдавшихся плоских крыш имели средние нагрузки, достигавшие 30, 60 и 80 % соответственно от средних нагрузок на грунт [18]. Эти значения получены в основном в результате измерений, проводившихся для отдельно стоящих жилых домов в условиях открытой местности, поэтому данные не могут быть обобщены на все типы крыш. В соответствии с приведенными значениями рекомендуемые проектные нагрузки при равномерном распределении снега для плоской и наклонной крыш были снижены до 80 % значения нагрузки на грунт при средних условиях защищенности от ветра, а для крыш без всякой ветровой защиты — до 60 %.

Солнечная радиация и тепловые потери

На снеговые нагрузки на крышах, кроме ветра, влияют и другие факторы, хотя некоторые из них, в частности солнечная радиация и тепловые потери, проявляются в полной мере только в особых климатических условиях. Например, солнечная радиация слабо влияет на уменьшение нагрузок при низкой температуре окружающего воздуха и сплошном снежном покрове на крыше. В районах с мягкими зимами и в более холодных районах в конце зимы влияние солнечной радиации на уменьшение снеговых нагрузок может быть значительным, в особенности если часть крыши свободна от снега. Несмотря на это, при инженерных расчетах не следует вводить поправки на уменьшение нагрузок под действием солнечной радиации.

Теплоотдача через крышу также может существенно уменьшать возможные максимальные нагрузки на крышу, в особенности в районах, где максимум снегонакопления формируется в результате нескольких обильных снегопадов. Многие крыши избежали обрушения благодаря теплоотдаче и соответствующему уменьшению нагрузок в результате либо стаявания снега, либо его соскальзывания после подтаивания. Однако нецелесообразно рассчитывать на такое уменьшение при выборе проектных нагрузок, в особенности при нынешней тенденции к улучшению изоляции крыш. В отдельных случаях крыши проектировались в расчете на уменьшенные нагрузки; так было, например, при использовании вмонтированной в крышу отопительной системы, служившей для периодического удаления снега в течение зимы.

Наклон ската и материал крыши

На защищенных от ветра необогреваемых крышах толщина равномерно распределенного слоя снега уменьшается с увеличе-

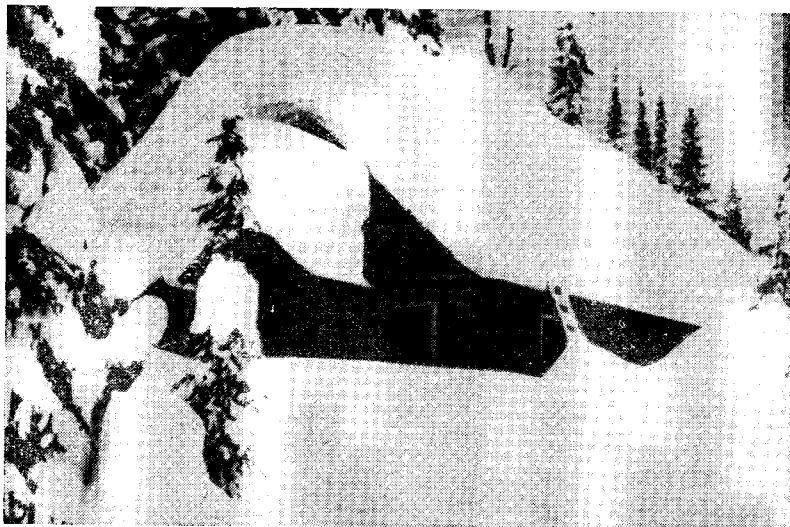


Рис. 13.1. Влияние ветровой защиты и наклона ската крыши (38°) на нагрузку на крышу хижины в Глейшере, Британская Колумбия, 9 января 1959 г.

нием наклона ската крыши. Частицы выпадающего снега, ударяющиеся о поверхность снежного покрова крыши, нередко вылетают за ее край, либо могут выноситься с крыши слабыми потоками воздуха, которые встречаются даже в защищенных от ветра местах. Более того, при определенных значениях прочности на разрыв снежного покрова или коэффициента трения поверхности крыши снег будет соскальзывать с наклонной крыши. Текстура материала покрытия в большой степени определяет значение коэффициента скольжения, который для гладких покрытий, например листового металла или стекла, меньше, чем для асфальтовых или деревянных поверхностей. Помимо всего прочего, теплоотдача через крышу в некоторых случаях приводит к формированию тонкой пленки воды между крышей и снегом, что способствует снижению коэффициента трения.

Угол естественного откоса сухих снежных зерен также ограничивает максимальный наклон поверхности снежного покрова и, следовательно, максимальные нагрузки, которые могут сформиро-

ваться на наклонной крыше. Однако, если снег оказывается влажным и сцепление зерен велико, он может откладываться с образованием вертикальных стенок и даже свешиваться с крыши. В таких условиях толщина снега на наклонных необогреваемых крышах при наличии полной ветровой защиты может практически равняться толщине снежного покрова, залегающего на грунте. На рис. 13.1 рассматривается влияние ветровой защиты и наклона ската крыши на нагрузку на крышу хижины (наклон 38°), которая соответствует 90 % нагрузки на грунт и, следовательно, превышает расчетные значения. Движение или сползание снега вниз по скату крыши может способствовать уменьшению снеговых нагрузок или в отдельных случаях смещению нагрузок к нижним частям крыш.

Для целей проектирования в Канаде в настоящее время применяется простая линейная зависимость между нагрузками и наклоном: при наклоне менее 30° вся приложенная нагрузка действует на скат крыши, но она же линейно уменьшается до нуля при увеличении наклона крыши до 70° и более [12]. При наличии скользких крыш могут использоваться еще меньшие значения проектных снеговых нагрузок, однако в любом случае снижение нагрузок из-за наклона крыш должно производиться с большой осторожностью, в особенности если известно, что ледовые нагрузки будут велики.

Перераспределение в результате таяния и соскальзывания снега

Снеговые нагрузки на крыши могут сильно изменяться в результате соскальзывания или таяния и последующего замерзания снега. Очевидно, что нагрузки сильно уменьшаются, если снег соскальзывает с крыши; в этом случае основное внимание при проектировании крыш уделяется обеспечению безопасности людей и оборудования. Смещение снега в сторону нижележащих или примыкающих крыш существенно увеличивает здесь снеговые нагрузки. Кроме того, снег может соскальзывать с отапливаемых частей зданий и откладываться на неотапливаемых частях крыши или в желобах, возле перил, ледяных перемишек и других препятствий [1].

При отрицательной температуре воздуха таяние снега на крышах обусловлено наличием теплопотерь через крышу, поступлением солнечной радиации, тепла от обогревающих кабелей, сети парового отопления и отверстий вентиляционных колодцев. На плоских горизонтальных крышах талая вода собирается в области прогибов — обычно в пролетах посередине между несущими балками кровли. При отсутствии дренажирования воды крыша начинает прогибаться, что способствует дальнейшему накоплению воды или льда, что иногда приводит к обрушению крыши. Льдообразование

может происходить и на слегка покатых крышах, если на одних участках наблюдается таяние снега, а на других — замерзание талой воды или задержание ее снегом.

Поскольку теплопроводность снега обычно мала, снег на крышах обогреваемых зданий способствует уменьшению их потерь. С увеличением толщины снежного покрова нулевая изотерма будет смещаться в толщу снега, что приведет к таянию на границе между верхней поверхностью кровли и снегом. Таяние обуславливает снижение трения в области контакта крыши со снегом, и если масса снежного покрова оказывается достаточной, чтобы превзойти прочность на разрыв, часть снега отрывается от устойчиво залегающих слоев и соскальзывает вниз.

Удаление снега

Некоторые крыши в целях безопасности необходимо регулярно очищать от снега. Такая необходимость возникает в тех случаях, когда крыша неудовлетворительно спроектирована, снеговые и ледовые нагрузки сильно занижены, к существующему зданию пристраиваются новые, либо условия защищенности от ветра меняются таким образом, что резко возрастает отложение метелевого снега на кровле. Расчистка крыш от снега проводится с использованием снеговыводящих устройств, лопат, отопительных систем и даже снегопогрузчиков и грузовиков, если крыша служит в качестве стоянки автомобилей.

Во время операций по механической расчистке снега могут возникнуть дополнительные нагрузки, создающие угрозу безопасности сооружения. Например, на отдельных участках кровли нагрузки могут сильно возрастать в результате сгребания снега с других участков крыши. Такой эффект может возникать на крышах, используемых для стоянок автомобилей, а также при расчистке больших крыш с помощью снеговыводящих устройств. Таким образом, в отдельных случаях нагрузка на крыши оказывается гораздо большей, чем это предписано строительными нормами; проектировщик в своей работе должен учитывать это обстоятельство.

Номинальная нагрузка на крыши

Для расчета средних нагрузок на крыши и нагрузок за счет сформировавшихся заносов используется коэффициент снеговой нагрузки C_s , определяемый как отношение снеговой нагрузки на крышу к снеговой нагрузке на грунт. На основе результатов наблюдений за нагрузками на кровли, проводившихся с 1956 г. Отделом строительных исследований Национального исследовательского комитета Канады, а также на основе анализа опытных дан-

ных, номинальное значение коэффициента снеговой нагрузки при равномерном распределении снежного покрова по поверхности крыши (за исключением полностью защищенных горных долин) было принято равным 0,8, а для крыш, у которых нет и не будет ветровой защиты, предложено значение 0,6.

Однако имеются случаи, когда значение проектной нагрузки на крыши равномерно распределенного снежного покрова может быть уменьшено. Если кровля здания выполнена из стекла или другого материала, теплопроводность которого способствует растапливанию снега в периоды между снегопадами, целесообразно принимать заниженные значения проектных нагрузок. Следует учитывать, что в будущем, возможно, будет ощущаться недостаток тепла, необходимого для растапливания снега, в связи с вероятной нехваткой энергии. Для крыш, запроектированных на еще меньшие нагрузки, безопасная эксплуатация которых целиком зависит от работы отопительной системы для удаления снега, особую угрозу представляет выход из строя источника энергии в период снегопада.

Нагрузки снежных заносов

Введение основных поправок к значениям номинальных коэффициентов снеговых нагрузок обусловлено необходимостью учета влияния ветра на распределение и объемы отложенного снега. Поскольку в большинстве районов наблюдается большая изменчивость скорости и направления ветра, следует учитывать метелевый перенос во всех направлениях.

Характер формирования заносов на самом здании и вокруг него определяется скоростью и направлением ветра, температурой и влажностью воздуха, интенсивностью снегонакопления, габаритами и формой здания и окружающей местности и шероховатостью территории наветренной зоны [6, 7].

Расчеты проектных нагрузок на крыши основываются на значениях нагрузки на грунт, которые могут наблюдаться или могут быть превышены один раз в 30 лет [2, 3]. При расчетах нагрузки снежных заносов на крышах, статистическая связь между этими величинами оказывается очень слабой из-за влияния локальной защищенности от ветра, ориентации и формы крыши на характер снегонакопления. Коэффициенты снеговых нагрузок применительно к заносам выводятся на основе общих наблюдений, выводов и детальных полевых измерений. К сожалению, в настоящее время число станций на территории Канады недостаточно для того, чтобы можно было определить достоверные значения коэффициентов для разных условий на чисто статистической основе.

Для того чтобы читатель лучше представил себе сложность проектирования сооружений, способных выдерживать нагрузки

снежных заносов, ниже рассматриваются основные формы крыш и характер формирования на них снежных заносов. Дополнительную информацию по этому вопросу читатель найдет в работах [8, 12, 17, 19].

Простая плоская и шедовая (пилообразная) крыша

На простой плоской крыше может наблюдаться равномерное распределение снега. В таком случае в зависимости от защищенности участка проектная нагрузка на крышу должна составлять 60 или 80 % снеговой нагрузки на грунт. В Канаде, кроме того, к 60- или 80 %-ной нагрузке обычно вводят поправку наклон кровли с целью расчета снеговых нагрузок на наклонных крышах.

Двухскатная или четырехскатная крыша

Если направление ветра перпендикулярно коньку двухскатной крыши, ее наветренный скат может полностью очиститься от

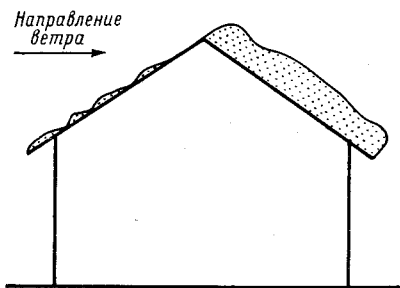


Рис. 13.2. Несбалансированная нагрузка на двухскатной крыше.

снега, а на противоположном (подветренном) скате при этом будет наблюдаться довольно равномерный слой переотложенного снега (рис. 13.2). При проектировании таких крыш рекомендуется придерживаться следующего распределения: наветренная сторона крыши полностью свободна от снега, а на подветренной стороне нагрузка достигает 100 % снеговой нагрузки на грунт; в полученное значение необходимо ввести поправку на наклон ската крыши [12].

Арочная или изогнутая крыша

При безветренной погоде снег симметрично откладывается на поверхности арочной крыши. Максимальной толщины слой снега достигает на замке свода, постепенно уменьшаясь до нуля при увеличении наклона поверхности арки до 70° . Если в процессе отложения снега или после него образуется метелевый перенос,

форма заносов на крыше оказывается крайне несимметричной. Хотя на наветренной стороне и может отложиться некоторая часть снега, с подветренной стороны обычно образуется большой надув с горизонтальной верхней поверхностью (рис. 13.3). Нагрузки

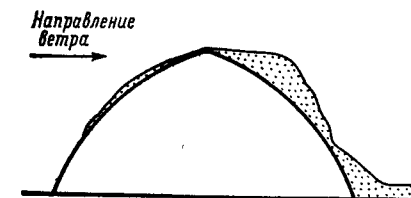


Рис. 13.3. Нагрузка на изогнутой крыше.

в наиболее мощных частях надува иногда могут вдвое превышать среднюю снеговую нагрузку на грунт за 30-летний период. При расчете снеговых нагрузок на арочные и изогнутые крыши следует учитывать наклон ската крыши.

При проектировании таких крыш необходимо учитывать нагрузку с боков вблизи основания, обусловленную соскальзыванием снега с изогнутых поверхностей. Эта нагрузка должна прибавляться к нагрузке, обусловленной формированием заносов.

Участки перегиба двух- и многоконьковых изогнутых и наклонных крыш

Для многоконьковых крыш (рис. 13.4), по-видимому, существуют два механизма снегонакопления, приводящих к увеличению

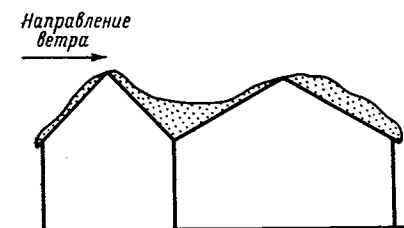


Рис. 13.4. Снегонакопление на крыше, обусловленное метелевым переносом и сползанием снега.

массы снега в перегибе. Наиболее существенным является отложение выпадающего снега в защищенном от ветра желобе. Значительное влияние оказывает и снег, переметаемый с наветренного ската крыши. Меньшее значение имеет сползание снега со скатов вниз к основанию перегиба.

В соответствии с результатами наблюдений в СССР, максимальный вес отложенного в перегибах снега приблизительно в 1,5 раза превышает среднюю снеговую нагрузку на грунт за 30-летний период [12, 28], однако и эти значения могут быть превышены при наличии протяженных крутых скатов.

Многоступенчатые крыши

Многоступенчатые крыши, препятствия и парапеты можно представить как прямоугольные «коробки», покоящиеся на большой плоской крыше. В таком случае метелевый перенос вокруг этой коробки и над ней будет не слишком различаться от одного

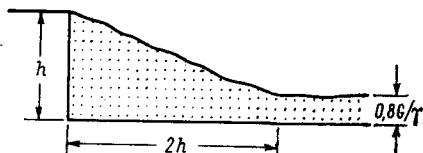


Рис. 13.5. Формирование заносов ниже крыши верхнего уровня.

случая к другому. Если коробка узкая, а ее высота не превышает проектную толщину равномерно распределенного по поверхности крыши снега, снегозадерживающий эффект отсутствует (иначе говоря, она не может служить причиной формирования значительных заносов). С увеличением высоты коробки снегозадерживающий эффект возрастает. В последнем случае при достаточной ширине коробки она представляет собой уже крышу верхнего уровня.

При прохождении ветрового потока над многоступенчатыми крышами снежные заносы возникают ниже подветренного края крыши верхнего уровня (рис. 13.5).¹ Форма поперечного сечения этих заносов обычно близка к треугольнику с основанием от 3 до 10 м. Как показывают результаты наблюдений за снеговыми нагрузками, проводившиеся Национальным исследовательским комитетом Канады, заносы в отдельных случаях достигают уровня верхней крыши, однако в наиболее часто встречающейся ситуации, когда нижняя крыша на один этаж опущена относительно верхней, максимальная нагрузка снежных заносов редко превышает утроенное значение снеговой нагрузки на грунт (иначе говоря, коэффициент снеговой нагрузки C_s равняется 3,0).

Заносы формируются в процессе выпадения снега в периоды снегопадов и в результате переноса снега ветровым потоком с верхней и нижней крыш. При прогнозировании расположения заносов необходимо помнить, что в течение одной метели или снегопада ветер может менять свое направление даже на 180°.

¹ На рис. 13.5—13.7 и в последующем обсуждении в этой главе используются следующие обозначения: γ — произведение плотности снега на ускорение свободного падения (кН/м^3); G — давление снежного покрова на грунте, которое может быть превышено 1 раз в 30 лет (кН/м^2); конкретные значения для территории Канады даны в Национальных строительных нормах [11]; h — высота ступени (м).

В связи с этим с точки зрения безопасности следует допускать, что ветер может иметь любое направление.

В случае наклонной многоступенчатой крыши снег, соскальзывающий с верхнего ската, падает на уже отложенный слой снега

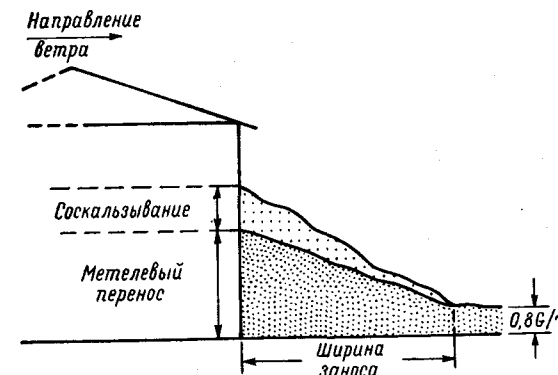


Рис. 13.6. Формирование заносов ниже наклонной крыши верхнего уровня.

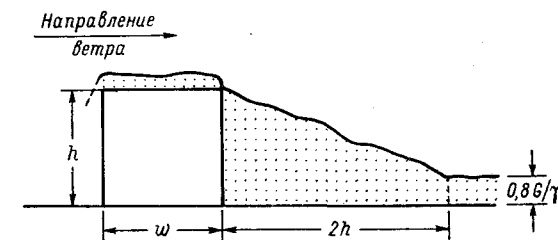


Рис. 13.7. Формирование заносов вблизи препятствия или крыши верхнего уровня.

на нижней крыше, формируя снежные заносы треугольной в поперечном сечении формы (рис. 13.6).

Снегонакопление позади небольших препятствий на поверхности крыши аналогично аккумуляции с подветренной стороны ступеней на многоступенчатой крыше. Единственное различие заключается в том, что верхние части препятствий оказываются слишком узкими, чтобы обеспечить накопление с подветренной стороны достаточных запасов переметаемого снега. В соответствии с рекомендациями Национальных строительных норм, при проектировании высота заносов за препятствиями должна приниматься равной $2/3$ высоты заносов за ступенью той же высоты h на большой многоступенчатой крыше. Коэффициент снеговой нагрузки в этом случае $2\gamma h/3G$.

В некоторых случаях бывает трудно определить, когда объект следует рассматривать как препятствие, а когда — как крышу верхнего уровня. Эмпирический метод оценки заключается в следующем: предполагается, что некоторая часть снега, например соответствующая 50 % проектной нагрузки на грунт, сносится с крыши верхнего уровня и отлагается за объектом в виде надува треугольной формы, основание которого равно $2h$, при условии, что $3 \text{ м} < 2h < 10 \text{ м}$ (рис. 13.7). Тогда минимальная ширина крыши верхнего уровня, характеризующаяся максимальными значениями коэффициента снеговой нагрузки, равными $2\gamma h/3G$ и обусловленными отложением переметаемого снега, может быть рассчитана в результате вычислений объемов. Если расчетная ширина оказывается меньше действительной ширины объекта, тогда его можно рассматривать как препятствие.

Парапеты представляют собой случай препятствий на крышах, влияющих на характеристики воздушного потока и способных вызывать формирование заносов. Если при проектировании высота парапета оказывается меньше проектной толщины равномерно распределенного снежного покрова на крыше (т. е. меньше $0,6 G/\gamma$ или $0,8 G/\gamma$), то его влиянием на снеговые нагрузки можно пренебречь. В противном случае парапет следует рассматривать как препятствие.

Купола

Имеется крайне незначительное количество экспериментальных данных о снеговых нагрузках на куполах [13], однако известно об аккумуляции на них снега. Возможно равномерное уменьшение нагрузки с увеличением угла наклона, впрочем, как и неравномерное распределение нагрузки в результате метелевого переноса и соскальзывания снега с верхних участков. При проектировании куполов оценка возможности их полного или частичного обрушения производится так же, как в случае арочных крыш.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Baker M. C. 1967. Ice on roofs. Canadian Building Digest, CBD 89, Div. Building Res. Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont. pp. 1—4.
2. Boyd D. W. 1961a. Maximum snow depths and snow loads on roofs in Canada. Proc. 29th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 6—16. (Res. Pap. 142, Div. Build. Res., NRC 6312, Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont., pp. 6—16.)
3. Boyd D. W. 1961b. Climatic information for building design in Canada. (Supplement No. 1 to the National Building Code of Canada). NRC No. 6483, Assoc. Comm. Nat. Build. Code, Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont.
4. Gumbel E. J. 1954. Statistical theory of extreme values and some practical applications. US Dept. of Commerce, NBS Appl. Math. Ser. 33, Washington, D. C.
5. Hunter H. I. (compiler). 1971. Summary of snow survey measurements in British Columbia 1935 to 1970. Water Investigation Branch, Dept. Lands, For. Water Resour., Victoria, B. C.

6. Isyumov N. 1971. An approach to the prediction of snow loads. Ph. D. Thesis, Res. Rep. BLWT-9-71, Faculty Eng. Sci., Univ. Western Ont., London.
7. Isyumov N. and A. G. Davenport. 1971. A probabilistic approach to the prediction of snow loads. Can. J. Civil Eng., Vol. 1, No. 1, Sept., pp. 28—49.
8. Lutes D. A. and W. R. Schriever. 1971. Snow accumulations in Canada: Case Histories: II. Tech. Pap. 339, Div. Build. Res., NRCC No. 11915, Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont., pp. 1—17.
9. National Building Code. 1941. Canada, Dept. of Finance and Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont., NRC No. 1068.
10. National Building Code. 1953. Part 2, Climate. NRC No. 3188, Assoc. Comm. Nat. Build. Code, Ottawa, Ont.
11. National Building Code. 1980a. The Supplement, Climatic Information for Building Design in Canada, NRCC No. 17724, Assoc. Comm. Nat. Build. Code, Ottawa, Ont.
12. National Building Code. 1980b. The Supplement, Commentaries on Part 4 of the NBC of Canada 1980. NRCC No. 17724, Assoc. Comm. Nat. Build. Code, Ottawa, Ont., pp. 139—280.
13. Negoita A. and C. Mateescu. 1969. Recherches Roumaines concernant la Surcharge de neige. Annales de l'institute technique du bâtiment et des travaux publics, No. 259—260, pp. 1172—1194.
14. Peter B. G. W., W. A. Dalglish and W. R. Schriever. 1963. Variations of snow loads on roofs. Trans. Eng. Inst. Can., Vol. 6, No. A-1, pp. 1—11 (Res. Pap. 189, Div. Building Res., NRC 7418, Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont.).
15. Schaerer P. A. 1970. Variation of ground snow loads in British Columbia. Proc. 38th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 44—48 (Res. Pap. 479, Div. Build. Res., NRCC 11910, Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont., pp. 44—48).
16. Schneider T. R. 1959. Schneeverwehungen und Winterglätte (Snow drifts and winter ice on roads). Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung. Interner Bericht Nr. 302, p. 141 (English Transl. By Nat. Res. Counc. Can., Div. Build. Res., 1962, Tech. Transl. 1038).
17. Schriever W. R., Y. Faucher and D. A. Lutes. 1967. Snow accumulation in Canada: Case Histories: I. Tech. Pap. 237, Div. Build. Res., NRC No. 9287, Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont., pp. 1—29.
18. Schriever W. R. and V. A. Ostavnov. 1967. Snow loads — Preparation of standards for snow loads on roofs in various countries, with particular reference to the USSR and Canada. Res. Rep. No. 9, Int. Counc. Build. Res., Studies and Documentation (CIB), pp. 13—33.
19. Taylor D. A. 1980. Roof snow loads in Canada. Can. J. Civil Eng., Vol. 7, No. 1, pp. 1—18.
20. Thomas M. K. 1955. A method of computing maximum snow loads. Eng., J., Vol. 38, No. 2, pp. 120—123.

Борьба со снегом и льдом с использованием химических и абразивных веществ

ВВЕДЕНИЕ

Целью применения химических растворителей льда и абразивных материалов, используемых при эксплуатации дорог, является

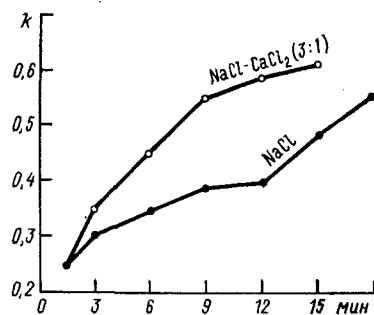


Рис. 14.1. Влияние растворяющих лед солей на коэффициент трения скольжения k полотна дороги в солнечный безветренный день в отсутствие движения транспорта [10].

По оси абсцисс отложено время после обработки солями массой 136 кг полосы длиной 1,61 км с покрытием из уплотненного снега толщиной 0,64 см при температуре -11°C .

обеспечение безопасности движения по дорогам. Сюда относится борьба с гололедицей и другими опасными для транспорта явлениями и обеспечение непрерывного движения транспортных потоков в суровых климатических условиях. На рис. 14.1 показано увеличение со временем коэффициента трения скольжения полотна дороги, покрытого слоем уплотненного снега толщиной 0,6 см, обработанного хлоридом натрия и смесью хлоридов натрия и кальция в соотношении 3:1 [10]. Коэффициент увеличивается со временем в процессе увеличения количества талой воды. С увеличением коэффициента трения скольжения возрастает сцепление и сокращается тормозной путь. Таблица 14.1 [52] иллюстрирует эффект сокращения тормозного пути автомобиля при посыпании ледяного покрытия песком и в результате обработки ледяных и снежных покрытий солью.

Основные преимущества и недостатки использования хлоридов кальция и натрия для борьбы со снегом и льдом, а также различных абразивов для увеличения сцепления и сопротивления заносу на дорожных покрытиях рассматриваются в табл. 14.2.

СВОЙСТВА РАСТВОРЯЮЩИХ ЛЕД ХИМИКАТОВ

Химические вещества позволяют контролировать характеристики снежно-ледовых явлений на дорогах. Их воздействие мо-

Таблица 14.1

Влияние применения солей и песка на тормозной путь автомобиля [52]

Покрытие	Тормозной путь, м	N %
Обледенелая дорога (при -1°C)	143	100
То же после обработки песком	55	38
Очищенное мокрое полотно после обработки солями	20	14

Примечание. N — отношение тормозного пути на обработанной дороге к тормозному пути на обледенелой дороге.

жет выражаться в предупреждении формирования ледяных пленок, ослаблении сцепления снега с дорожным покрытием, растапливании свежеснежного покрова и снега уплотненного, остающегося после снегоочистительных работ. Ряд исследователей и организаций [1, 9, 38, 46, 49] указывают, что химические вещества, пригодные для воздействия на снег и лед на дорогах, должны удовлетворять следующим требованиям: 1) понижать точку замерзания воды до обычных зимних температур; 2) способствовать стаиванию снега или льда в течение некоторого допустимого периода времени; 3) проникать сквозь слои снега и льда и разрушать связь между снегом или льдом и дорожным покрытием; 4) не работать как смазка на дорожном покрытии при нанесении на сухое покрытие или при их использовании в виде растворов; 5) быть доступными в больших количествах и иметь низкую стоимость; 6) характеризоваться удобством в хранении, транспортировке и использовании; 7) не быть токсичными для людей, животных и растений; 8) не вызывать серьезных повреждений металлических конструкций, покрытий или облицовок.

Среди всех химикатов и смесей химикатов, применявшихся на практике, в наибольшей степени перечисленным требованиям удовлетворяют хлориды натрия и кальция и их смеси [1, 8, 37, 40]. В отдельных случаях для борьбы со льдом могут применяться и другие более дорогие химикаты. Например, компания «Монсанто Рисеч Корпорейшн» рекомендует применять смесь из 75 % формиды и 25 % пиррофосфата калия на взлетно-посадочных полосах с целью уменьшения коррозии самолетов. Предложено также использовать для борьбы со льдом композитное средство, представ-

Таблица 14.2

Качественная оценка результатов использования химикатов и абразивов для воздействия на снег и лед

Материал	Основная цель	Возможность использования	Основные преимущества	Основные недостатки
NaCl	Растапливание снега и льда	Очень эффективен при $t > -3,8^\circ\text{C}$; эффективен при t от $-3,8$ до $-9,5^\circ\text{C}$; частично эффективен при t от $-9,5$ до $-12,3^\circ\text{C}$; не эффективен при $t < -12,3^\circ\text{C}$	Обеспечивает немедленное сцепление; частицы соли проникают вглубь и отсекают ледяной слой; при замерзании подсушивает поверхность покрытия; низкая стоимость	Медленно растворяется; неэффективен при очень низкой температуре
CaCl ₂	То же	Обычно используется при $t < -12,3^\circ\text{C}$; эффективен до $-29,1^\circ\text{C}$; частично эффективен при t от $-29,1$ до $-34,7^\circ\text{C}$; не эффективен при $t < -34,7^\circ\text{C}$	Высокая скорость растапливания; выделяет тепло при растворении; эффективен при низкой температуре	Высокая стоимость; процесс таяния может происходить с поверхности льда; покрытие остается влажным

Материал	Основная цель	Возможность использования	Основные преимущества	Основные недостатки
Смесь солей	Растапливание снега и льда	Используется при $t < -17,9^\circ\text{C}$, когда необходимо быстро растопить снег и лед	Высокая скорость растапливания; эффективна при низкой температуре; характеризуется большей стабильностью на дорогах	Высокая стоимость; покрытие остается влажным дольше, чем при использовании CaCl ₂
Смесь абразивов и солей; абразивы, обработанные солями	Для немедленного увеличения трения скольжения	Используется при очень низкой температуре, когда применение солей неэффективно, или расчистка невозможна, но необходимо быстро повысить сцепление	Способствуют формированию талого материала; отвалы снега не замерзают; абразивы более устойчивы на дорогах; быстрое сцепление абразивов с дорожным покрытием; мгновенно повышают сопротивление заносу	Затруднения при очистке весной; снег и лед остаются на месте, что способствует увеличению скольжения; возможно повреждение автомобилей, движущихся с большой скоростью
Абразивы			Мгновенно повышается сопротивление заносу	Недостатки, указанные для смеси абразивов и солей; легко сметаются с дороги шинами

ляющее собой смесь мочевины с муравьинокислым кальцием, которое характеризуется меньшим корродирующим воздействием на дорожные конструкции в сравнении с другими растворяющими лед химикатами [8].

Хлориды натрия и кальция

Хлорид натрия (NaCl) обычно поступает либо в виде «каменной» соли (соли, получаемой в результате выпаривания подземных рассолов), либо в виде «солнечной» соли (соли, получаемой в результате выпаривания морской воды) [38]. Физические характеристики хлорида натрия, в частности весовое содержание и гранулометрический состав, описываются в Перечне стандартов АСТМД 632 [4]. Хлорид натрия, содержание влаги в котором не превышает 2 % может считаться сухим [30, 33].

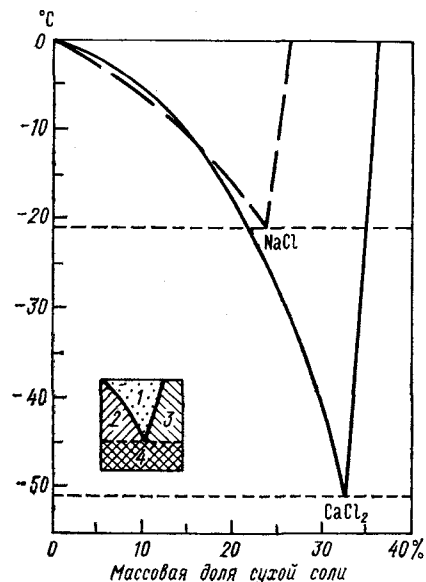


Рис. 14.2. Фазовая диаграмма растворов NaCl и CaCl_2 [49].

1 — раствор, 2 — раствор и лед, 3 — раствор и соль, 4 — лед и соль.

натрия и кальция, указывает на следующие важнейшие свойства этих солей:

1) растворимость каждой соли, т. е. количество соли, которое может быть растворено в жидкой фазе для формирования раствора, повышается очень медленно с ростом температуры;

2) точка замерзания каждого раствора понижается при приближении концентрации к эвтектическому раствору, т. е. раствору определенной концентрации, имеющему наиболее низкую точку замерзания;

3) для растворов, концентрация которых меньше, чем у эвтектических растворов, температура замерзания ниже температуры плавления чистого льда;

Хлорид кальция (CaCl_2) поставляется в виде хлопьев или гранул, масса CaCl_2 в которых составляет соответственно от 77 до 80 % и приблизительно 95 %. Технические условия, касающиеся применения хлорида кальция для борьбы со снегом и льдом на дорогах, изложены в Перечне стандартов АСТМД 98 [6].

Фазовая диаграмма, приведенная на рис. 14.2 для хлоридов

4) эвтектическая температура, т. е. температура точки эвтектики, водного раствора хлорида кальция ниже эвтектической температуры водного раствора хлорида натрия.

Из рис. 14.2 видно, что эвтектический водный раствор хлорида кальция состоит примерно из 68 % H_2O и 32 % CaCl_2 (по массе) и остается в жидкой фазе при температурах до -51°C . Эвтектический водный раствор хлорида натрия состоит из 23,3 % NaCl и 76,7 % H_2O и замерзает при температуре приблизительно -21°C . Эти различия объясняют причину предпочтительного использования хлорида кальция, а не хлорида натрия, для удаления льда на дорогах в условиях очень холодного климата.

В табл. 14.3 дается сравнительная характеристика свойств хлоридов натрия и кальция, важных при борьбе со снегом и льдом.

Таблица 14.3

Сравнение свойств хлоридов кальция и натрия

Свойства	Хлорид кальция	Хлорид натрия
Эвтектическая температура	-51°C	-21°C
Скорость растворения льда	Высокая	Низкая
Способность растапливать лед за неограниченное время	Меньшая	Большая при температуре до -12°C
Способность притягивать воду при растворении	Обладает	Не обладает
Теплота растворения	Выделяется	Поглощается
Поведение солей в растворе	Остается в растворе	Рекристаллизуется
Стоимость	В 2—3 раза превышает стоимость NaCl	Низкая

Обычно хлорид натрия применяется при температуре выше -12°C , поскольку при более низких температурах для растапливания льда требуется слишком большое количество соли. Точно так же использование хлорида кальция обычно ограничивается температурой выше -35°C . Стоимость хлорида кальция в 2—3 раза превышает стоимость хлорида натрия.

Хлорид натрия характеризуется гораздо меньшей скоростью растворения и скоростью растапливания льда по сравнению с хлоридом кальция. Таблица 14.4 позволяет сравнить массы растопленного льда при использовании 1 кг соли в зависимости от времени, прошедшего после обработки солями NaCl и CaCl_2 [11]. Очевидно, что скорость растворения хлорида кальция гораздо больше. Однако при неограниченном времени и при температуре выше эвтектической хлорид натрия оказывается более предпочти-

Таблица 14.4

Масса льда (кг), растаявшего при использовании 1 кг солей [11]

t °C	Время							
	15 мин		30 мин		1 ч		6 ч	
	CaCl ₂	NaCl	CaCl ₂	NaCl	CaCl ₂	NaCl	CaCl ₂	NaCl
-18	1,3	0,1	1,7	0,1	2,0	0,3	2,3	1,9
-12	1,7	0,5	2,0	0,9	2,4	1,6	2,8	3,8
-7	2,5	1,6	3,1	2,6	3,8	4,1	5,3	7,5
-3	2,6	1,8	3,4	2,9	4,4	4,3	7,1	9,5

тельным с точки зрения количества солей, необходимого для растапливания определенного количества снега (табл. 14.5). В связи с относительно небольшой скоростью растворения отдельные частицы хлорида натрия проникают глубоко в лед и ослабляют любые связи, которые могут сформироваться между слоем льда и дорожным покрытием. Такой эффект приводит к тому, что проходящий транспорт или снегоочистители взламывают корки льда и уплотненного снега и сбрасывают их с дороги [46].

Существенным недостатком, связанным с малой скоростью растворения, является большой расход бесполезно потерянных солей при частом проведении снегоочистительных работ [15]. Кроме того, при высыхании покрытия хлорид натрия рекристаллизуется, оставляя сухую покрытую солью поверхность. В этом случае соль может сдуваться с покрытия.

Поскольку скорость растворения хлорида кальция велика, то количество этой соли, теряющееся при частом проведении снегоуборочных работ, меньше. Вследствие гигроскопичности хлорида кальция эта соль хорошо удерживается на поверхности покрытия;

Таблица 14.5

Масса солей, необходимая для растапливания 100 г льда (время не ограничено) [49]

t °C	Масса, г	
	CaCl ₂ ·2H ₂ O	NaCl
-1	3,1	1,5
-3	8,2	5,2
-6	14,7	10,3
-9	20,2	14,7
-15	29,3	23,2

однако по этой же причине соль следует хранить в сухом помещении.

Смеси хлоридов натрия и кальция

Смесь хлоридов натрия и кальция является весьма эффективным средством при борьбе со льдом, поскольку эти соли удачно

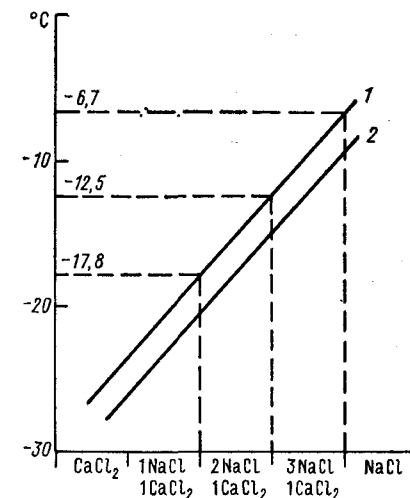


Рис. 14.3. Изменение массовой доли хлорида кальция и хлорида натрия в смеси в зависимости от температуры и тенденции ее изменения.

1 — температура понижается, 2 — возрастает.

дополняют друг друга. Реакция между хлоридом кальция и водой экзотермическая (выделяется теплота), в то время как реакция между хлоридом натрия и водой эндотермическая (при растворении соли теплота поглощается). Таким образом, хлорид кальция в смеси, поглощая влагу, выделяет теплоту и повышает тем самым скорость растворения хлорида натрия. В результате обеспечивается быстрое растворение в широком температурном диапазоне и формируется рассол, характеризующийся устойчивостью хлорида натрия к растворению льда и длительностью периода эффективного воздействия [12, 16]. Поскольку смесь действует гораздо эффективнее, чем один хлорид натрия, для очистки покрытий требуется меньше времени. Различия в скорости растапливания между смесью и хлоридом натрия становятся заметными, как только температура опускается ниже -1°C [9, 17, 33].

Результаты испытаний, проводившихся несколькими организациями [12, 30, 38], указывают на тот факт, что относительные пропорции NaCl и CaCl₂ в смеси должны меняться в зависимости от температуры воздуха и ожидаемой тенденции ее изменения (рис. 14.3). Например, при понижении температуры приблизи-

тельно от $-6,7$ до $-12,5^{\circ}\text{C}$ может использоваться смесь из трех частей NaCl и одной части CaCl_2 , однако при понижении температуры воздуха до $-17,8^{\circ}\text{C}$ и ниже смесь должна быть составлена в пропорции 1:1. После снегопада при температуре примерно -7°C дорожное покрытие может быть очищено за 15—20 мин после применения смеси двух солей в пропорции 3:1 [33].

Как предполагает Национальный исследовательский комитет [38], удовлетворительное смешивание может быть достигнуто в результате насыпания обеих солей на конвейер или транспортер через соответствующие люки бункеров, отрегулированные на создание требуемых пропорций. Обычно стоимость составления смесей находится в пределах 10—30 % стоимости материалов [13].

АБРАЗИВЫ

Естественный и полученный в результате дробления камня песок, измельченные зола и шлак — это абразивы, обычно применяемые на покрытых снегом или льдом дорогах для мгновенного увеличения сопротивления заносу. Особую пользу абразивы приносят в условиях низких температур, когда растапливающие лед химикаты теряют свою активность [39, 44].

В табл. 14.6 перечислены некоторые полезные свойства абразивов, применяемых для борьбы со снегом и льдом на дорогах.

Таблица 14.6
Полезные свойства абразивов [50]

Свойство	Следствие
Большое сопротивление сжатию, дроблению, шлифованию и ударным нагрузкам Угловатая форма	Препятствует измельчению при движении транспорта; дает возможность утилизации весной Способствует увеличению стабильности; препятствует сносу с полотна дороги
Темный цвет	Способствует поглощению тепла и следовательно, проникновению в лед
Однородный гранулометрический состав	При обработке обуславливает равномерное распределение абразивов; уменьшает вероятность повреждения оборудования

Максимальный размер частиц абразивов обычно составляет 1,3 см, поскольку имеется риск повреждения машин и нанесения травм пешеходам при использовании частиц больших размеров [44]. Частицы, проходящие через сито с диаметром ячеек менее

300 мкм, не следует применять в качестве абразивов, поскольку они почти не препятствуют заносу [23]. В целом для того чтобы предупредить занос, необходимо применять довольно большие количества абразивов.

Нормы расхода в пределах 11,5—23 кг/км для двухрядного шоссе оказались эффективными, а нормы менее 5,6 кг/км результатов не дали [50].

Опыт показывает, что на дорогах с интенсивным движением необработанные абразивы могут сметаться с полотна проходящим транспортом и даже ветрами умеренных скоростей [24]. Шнейдер [50] установил, что при движении транспорта с высокой скоростью первоначальные условия скольжения меняются лишь после того, как за разбрасывающей абразивы машиной проедут 10—15 автомобилей.

Обработка абразивов солью, количество которой достигает примерно $1/30$ их массы, предупреждает образование смерзшихся комков и способствует проникновению частиц в лед и их закреплению на поверхности льда или твердого снега.

В результате этого затрудняется снос абразивов проходящим транспортом и ветром.

Обработка облегчает также погрузочно-разгрузочные работы на участках складирования абразивов и способствует более эффективной работе механических разбрасывателей в процессе равномерного распределения абразивов [11]. Дополнительные подробности о методах подготовки и хранения обработанных абразивов описаны в работах [24, 25, 38].

Несколько организаций применяли смеси хлорида кальция или хлорида натрия с абразивами с целью уменьшения скольжения на дорогах и растапливания снега в период повышения температуры воздуха. Эксперименты на дорогах показали: для того чтобы смеси оказались эффективными, следует использовать соль в виде кристаллов крупных фракций с тем, чтобы отдельные частицы соли могли проникать вглубь снежного и ледяного покрова, позволяя большей части абразивов оставаться на поверхности и обеспечивать хорошие сцепные характеристики [9]. Если применяется соль тонких фракций, то наблюдается размягчение поверхности снега и льда, и абразивы под действием движущегося транспорта вдавливаются в ледяные слои и не обеспечивают хороших сцепных характеристик.

Хлорид натрия менее эффективен в качестве растапливающего средства, если он используется в смеси с песком [9, 27]. Из рис. 14.4 видно, что в смеси с песком следует использовать мелкие фракции хлорида натрия.

Некоторые исследователи предлагают применять крупные кристаллы соли в чистом виде в качестве абразива для увеличения сцепления с покрытием при низкой температуре: при повышении температуры воздуха соль будет способствовать ускорению тая-

ния льда; кроме того, отпадает необходимость в очистке улиц в весенний период [38].

В ходе исследований, проводившихся организацией «Нью-Йорк Трувей Ауторити» [33], было выяснено, что удовлетворительная смесь абразивов с растворяющими лед солями, пригодная к употреблению практически для любых условий, состоит из одной весовой части химической смеси солей (хлоридов кальция и нат-

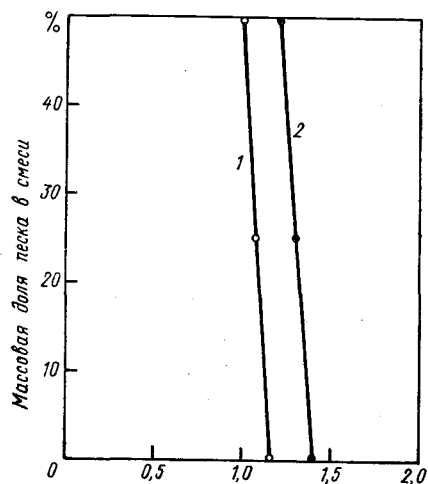


Рис. 14.4. Эффективность песчано-солевых смесей при использовании тонких (1) и крупных (2) фракций [9].

Данные получены при следующих условиях: температура —1,1; —6,7; —12,2 и —17,8 °С; концентрация 0,39; 0,98; 1,95 и 7,2 кг/м³; время реакции 15, 30, 45 и 60 мин. По оси абсцисс отложено отношение массы (кг) льда, растаявшего при использовании 1 кг соли.

рия в пропорции 1:3) и одной весовой части абразивов. Растворяющий эффект такой смеси почти такой же, как при использовании эквивалентной смеси солей, а абразивная добавка способствует резкому улучшению сцепных характеристик покрытий.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СКОРОСТЬ ТАЯНИЯ СНЕГА И ЛЬДА

Физические характеристики снега и льда

Скорость расчистки покрытий от снега и льда в значительной степени определяется плотностью, толщиной и однородностью слоев снега и льда. Плотность рыхлого свежесвыпавшего снега обычно составляет 40—112 кг/м³ [2, 16, 36], а плотность льда — 918 кг/м³. Следовательно, плотность снежного слоя на дорожном покрытии может меняться в широких пределах в зависимости от степени уплотнения.

Плотность свежесвыпавшего снега зависит главным образом от температуры воздуха во время снегопада. В работе [16] пред-

полагается, что плотность экспоненциально возрастает с повышением температуры и описывается следующим выражением:

$$\rho = 16,018 \exp(1,907 + 0,0835T), \quad (14.1)$$

где ρ — средняя плотность свежесвыпавшего снега (кг/м³), T — температура (°С).

Физические свойства снега, который не удаляется с полотна дороги, быстро изменяются в зависимости от климатических условий, типа осадков и интенсивности дорожного движения [10].

Толщина ледяного слоя на дорожном покрытии также может меняться в широких пределах. Очень тонкие едва видимые пленки могут образоваться в результате прямого выпадения на поверхность переохлажденных атмосферных осадков или в процессе замерзания тонкой жидкой пленки, появляющейся под действием давления шин на кристаллы снега и льда. Толстые ледяные корки формируются в результате замерзания дождя, талого снега, отлагающегося на полотне дороги, и талой воды.

В целях предотвращения уплотнения снега и его смерзания с дорожным покрытием соли следует разбрасывать на дорогах в период снегопада как можно раньше, предпочтительнее — даже до выпадения снега [2, 38, 46]. Слабонасыщенного рассола, остающегося после предшествующего применения солей, обычно вполне достаточно, чтобы отделить слой уплотненного снега от полотна дороги [2].

При большой толщине слоя льда или уплотненного снега, смерзшегося с дорожным покрытием, для очистки полотна требуется большое количество химикатов и довольно продолжительный период времени. Скорость эффективного удаления льда при использовании хлоридов натрия или кальция обратно пропорциональна толщине ледяного слоя [27].

Типы химикатов

Когда химическое вещество в твердом виде наносится на поверхность льда, в течение всего периода перехода частиц химикатов в раствор скорость таяния определяется как скоростью растворения химикатов, так и скоростью таяния льда [45]. Скорость растворения химикатов зависит от их растворимости и гранулометрического состава, в то время как скорость таяния снега или льда под влиянием рассола определяется диффузией ионов от участков с более высокой концентрацией рассола к участкам с более низкой концентрацией на поверхности контакта снега или льда с покрытием. Скорость диффузии зависит от градиента концентраций, подвижности ионов и температуры.

При температуре выше —7 °С за достаточно продолжительное время единичный объем раствора хлорида натрия заданной кон-

центрации растопит в два раза больше льда, чем единичный объем раствора хлорида кальция той же концентрации. Такое различие объясняется тем, что число ионов в растворе хлорида натрия больше и они более подвижны [25].

Гранулы хлорида кальция позволяют растапливать лед быстрее, чем хлопья, а поскольку концентрация хлорида кальция в гранулах выше, используя их, удастся растопить примерно на 20 % льда больше, чем при использовании такой же массы хлопьев [38].

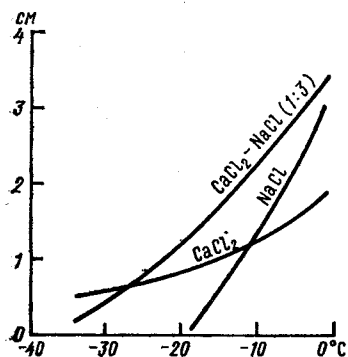


Рис. 14.5. Толщина слоя льда (см), растаявшего через 2 ч после внесения равных масс каждой из солей [17].

Данные полевых и лабораторных испытаний указывают на то, что смеси, состоящие из трех частей хлорида натрия и одной части хлорида кальция растапливают большее количество льда, чем смеси с равным количеством обоих химикатов [9, 16, 17, 27, 33]. На рис. 14.5 показано, насколько глубоко протаивает лед за 2 ч при обработке его равными весовыми количествами двух солей и солями NaCl и CaCl_2 , в пропорции 3:1 в зависимости от температуры. Из рисунка видно, что при температуре выше примерно -27°C использование смеси позволяет растопить большее количество льда, чем применение любой из двух солей отдельно. Цвет химиката и количество примесей в нем также могут влиять на растапливающую способность, однако количественная оценка таких эффектов пока отсутствует [38].

Состояние растворяющих лед химикатов

Химические соли, растворяющие лед, производятся либо в виде жидких растворов, либо в виде гранул. Водные растворы очень эффективно используются в профилактических целях и в период эксплуатации для борьбы с тонкими слоями снега и льда. Растворы могут применяться до снегопада или во время него и особенно эффективны в сухие холодные периоды [32, 51]. Макси-

мальная эффективность наблюдается в том случае, когда водный раствор разбрызгивается как можно ближе к поверхности покрытия и как можно более равномерным слоем. Использование жидких растворов нецелесообразно для растапливания толстых слоев льда или твердого уплотненного снега.

Эффективность применения гранулированных разрушающих лед химикатов определяется их гранулометрическим составом: в общем случае она выше при использовании солей тонких фрак-

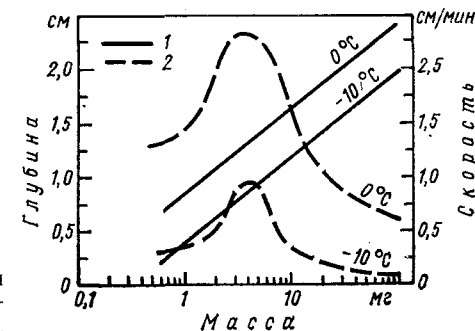


Рис. 14.6. Влияние массы частиц соли на глубину (1) и скорость (2) проникновения частиц в слой льда [2].

ций, что объясняется большей удельной площадью поверхности мелких частиц [2]. Наибольшая эффективность борьбы со снегом и льдом достигается тогда, когда гранулированная соль содержит как мелкие частицы, способствующие ускорению таяния с поверхности, так и крупные частицы, способные проникать до полотна дороги и ослаблять связь между полотном и слоем льда. Как только эта связь нарушается, ледяное покрытие взламывается проходящим транспортным потоком, дробится и отбрасывается за пределы дороги. Крупные частицы соли служат также в качестве абразива в течение ограниченного периода времени сразу после их разбрасывания [38].

Амберг и Вильямс [2] изучали влияние массы частиц соли на глубину и скорость проникновения в слой льда (рис. 14.6). Глубина проникновения увеличивается с ростом массы частицы. Максимальная скорость проникновения наблюдается у частиц массой приблизительно 4 мг, что соответствует диаметру частиц примерно 16 мм.

Концентрация солей

Влияние концентрации солей (масса соли (кг) на единицу площади (м^2)) на количество стаявшего льда неодинаково для разных химикатов. Д. Брем и Х. Эдвардс [9] сравнили влияние концентрации хлоридов натрия и кальция (гранул) на среднюю массу стаявшего льда (рис. 14.7). Выяснилось, что масса льда, растаявшего в результате применения хлорида кальция, почти

линейно возрастает с ростом концентрации, в то время как при использовании хлорида натрия изменение концентрации при ее

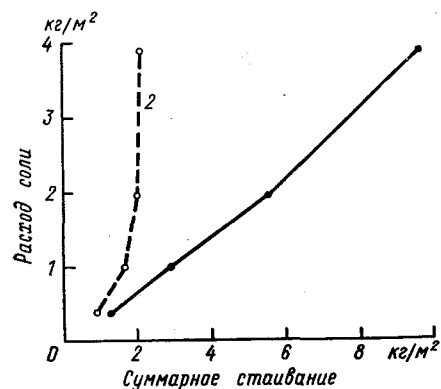


Рис. 14.7. Влияние расхода химиката на среднее суммарное стаивание при использовании соли CaCl_2 в гранулах (1) и соли NaCl тонкого помола (2).

Данные получены при температурах $-17,8$; $-12,2$; $-6,7$ и $-1,1$ °C соответственно через периоды 15, 30, 45 и 60 мин после обработки солями [9].

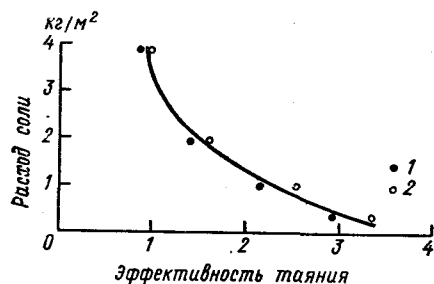


Рис. 14.8. Влияние расхода соли на эффективность таяния (масса льда, растопленного при использовании 1 кг соли) в случае соли NaCl грубого (1) и тонкого (2) помола при температуре $-6,7$ °C через 1 ч после обработки полотна дороги [9].

значениях выше приблизительно $1,5 \text{ кг/м}^2$ не оказывали влияния на процесс таяния. Эти различия объясняются тем фактом, что скорость растворения хлорида кальция практически не зависит от концентрации, а растворение хлорида натрия с увеличением концентрации замедляется. Эффективность таяния, или количество стаявшего льда на килограмм использованной соли NaCl возрастает с понижением концентрации (рис. 14.8). При низкой концентрации (примерно $0,3\text{--}0,4 \text{ кг/м}^2$) суммарное стаивание,

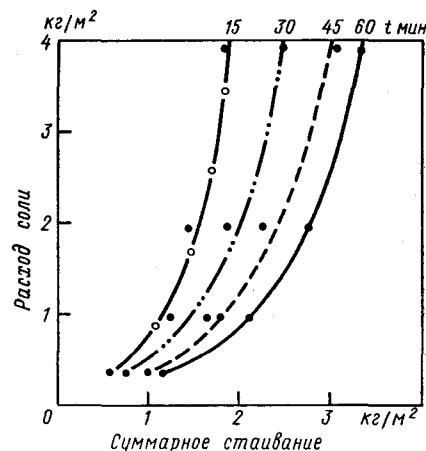


Рис. 14.9. Влияние расхода соли на суммарное стаивание при использовании соли NaCl грубого помола при температуре $-6,7$ °C [9] и различном времени реакции.

t — период времени после обработки: точками указаны данные наблюдений.

полученное в результате применения каждой из солей, очень мало и примерно равно.

Д. Брем и Х. Эдвардс [9] указывают на взаимосвязь между концентрацией NaCl , количеством стаявшего льда и периодом времени с момента внесения солей (рис. 14.9). При определенной концентрации солей требуется определенное время для достижения максимального суммарного стаивания. Для поддержания максимальной скорости стаивания концентрации должны со временем увеличиваться. При повышении заданной концентрации некоторая часть соли не участвует в реакции и теряется без пользы, а при занижении может наблюдаться неполное стаивание льда. Т. Шнейдер [49] предложил нормы расходования солей в соответствии с их эвтектическими свойствами, в результате чего отпадает необходимость учета преобладающих температур в процессе внесения солей, а процесс таяния сразу начинается быстрыми темпами.

Время растворения

В общем случае, чем дольше действует растворяющий лед химикат, тем больше стаивает льда. Скорость растапливания при использовании хлорида кальция довольно велика сразу после

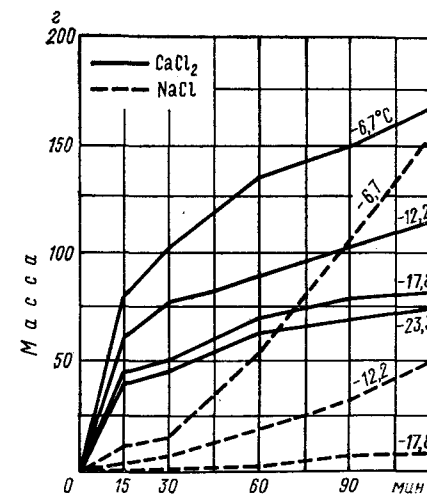


Рис. 14.10. Масса льда, стаявшего в результате воздействия 40 г 100 %-ных NaCl и CaCl_2 на 350 г льда в лотке размером $17,8 \times 27,9$ см при разных значениях температуры [17]. Применение NaCl при $-23,3$ °C результатов не дало.

внесения химиката и со временем уменьшается; в случае применения хлорида натрия скорость растапливания в момент сразу после его применения мала, но со временем увеличивается, так что количество стаявшего льда равно или превышает количество стаявшего льда при внесении хлорида кальция [17, 27, 31]. Как

показывает рис. 14.10, скорость растапливания льда при использовании CaCl_2 и NaCl сильно зависит от температуры и резко возрастает с приближением температуры к 0°C . На практике, если время обработки не слишком ограничено, следует помнить о стоимости сэкономленных химикатов.

Температура

Температура покрытия, которая может отличаться от температуры окружающего воздуха,— это важный фактор, влияющий

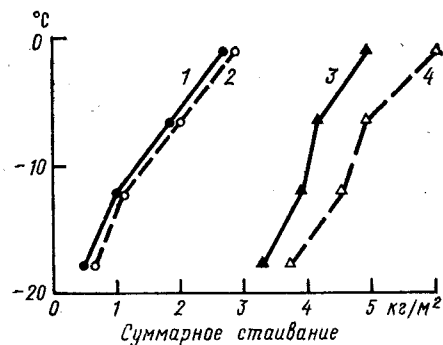


Рис. 14.11. Влияние средней температуры покрытия на среднее суммарное количество стаявшего льда.

Данные получены для значений концентрации 0,39; 0,98; 1,95 и 3,90 кг/м² соответственно через 15, 30, 45 и 60 мин после внесения солей [9].
1 — NaCl грубого помола, 2 — NaCl тонкого помола, 3 — хлопья CaCl_2 , 4 — гранулы CaCl_2 .

на нормы расхода химикатов и скорость растапливания [38, 45]. Диаграмма растворимости (см. рис. 14.2) показывает, что количество химикатов, необходимое для поддержания раствора в жидкой фазе, возрастает почти линейно с понижением температуры до эвтектической точки (см. табл. 14.5). Рисунок 14.11 позволяет сделать вывод о том, что среднее суммарное количество льда, растаявшего в результате применения солей разных типов и гранулометрических составов, возрастает при повышении температуры покрытия.

Солнечная радиация, ветер и влажность

Большая часть солнечной радиации, падающей на чистое или частично покрытое снегом дорожное покрытие, поглощается, в результате чего температура покрытия может превышать температуру окружающего воздуха на 6°C [38]. При повышении температуры поверхности покрытия количество химикатов, требуемых для растапливания заданной массы снега, сокращается. В то же время на закрытых, затененных участках количество требуемых химикатов возрастает. Таким образом, расход солей на разных участках дороги может существенно различаться. Следует также

помнить, что в условиях малой влажности при безоблачном небе может наблюдаться значительное выхолаживание чистых, свободных от снега покрытий, обусловленное излучением длинноволновой радиации с поверхности в ночное время.

Эффективность применения хлорида кальция возрастает при высокой влажности воздуха, поскольку этот химикат гигроскопичен и легко поглощает воду из атмосферы при относительной влажности 46—60 % и при температуре воздуха от 0 до -9°C [18].

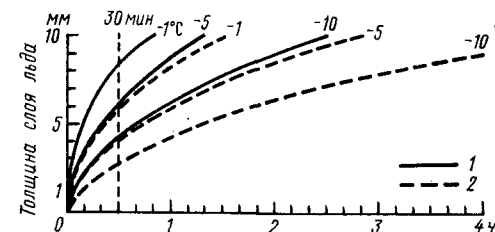
Сильные ветры могут снижать эффективность применения химикатов. Если химикаты разбрасываются на дорогах, то при сильном ветре они могут либо сноситься с дорожного покрытия, либо способствовать прилипанию переметаемого снега к дорожному полотну; при этом не обработанные солью участки могут оставаться чистыми благодаря сносу снега ветром.

Тип дорожного покрытия

Шнейдер выяснил [49], что скорость таяния под действием хлорида натрия на бетонном покрытии больше, чем на асфальто-

Рис. 14.12. Влияние типа покрытия на продолжительность периода времени, необходимого для растапливания льда при внесении NaCl [49]. (Перепечатывается с разрешения Национального исследовательского комитета Канады.)

1 — бетонное покрытие, 2 — асфальтовое; расчет проводился при следующих условиях: теплопроводность бетона, асфальта и льда равна 1,71, 0,865 и 0,649 кВт/($^\circ\text{C} \cdot \text{с}^{1/2}$) соответственно; температура воздуха, льда и поверхности покрытия составляет -5°C ; скорость ветра не превышает 0,5 м/с; коэффициент теплопроводности равен 5,8 Вт/(м² · $^\circ\text{C}$); на границе между льдом и покрытием, а также льдом и воздухом наблюдалось быстрое охлаждение до -20°C , и эта температура оставалась постоянной до полного стайания льда.



вом (рис. 14.12). Когда равные количества хлорида натрия применяются для обработки полотна при температуре -10°C , то на бетонном покрытии за 30 минут стает 4 мм льда, а на асфальтовом — 2,5 мм. Такое различие объясняется более быстрым выделением теплоты бетонной поверхностью в сравнении с асфальтовой. Эти выводы получены без учета влияния солнечной радиации и в предположении, что ветра нет или его скорость над дорожным полотном мала. В действительности асфальтовое покрытие поглощает большее количество суммарной радиации, что ускоряет таяние и способствует увеличению адвекции тепла от обнажившихся асфальтовых покрытий и сходу снега на прилегающих участках.

Рельеф

Условия рельефа могут способствовать формированию льда, прямо или опосредованно влияя на энергообмен поверхности дорожного покрытия. Наибольшее значение среди характеристик рельефа имеют те, которые затрудняют доступ прямой солнечной радиации к полотну дороги. Влияние уклона и экспозиции на количество радиации, достигающей поверхности, изложено в главе 9. При строительстве новых дорог следует стремиться свести к минимуму количество затененных участков дороги, что достигается ее прокладкой по пологим склонам [35].

Транспортное движение

Транспортное движение способствует удалению снега и льда с дорожного покрытия следующим образом:

- 1) давление на поверхность, обусловленное весом автомобилей, приводит к понижению температуры точки плавления льда и увеличению скорости теплопередачи в направлении слоя таяния [2]; этот эффект проявляется в полной мере в равновесных условиях вблизи точки плавления;
- 2) трение шин служит источником тепла на поверхности [16];
- 3) движущийся транспорт перемешивает химикаты со снегом и взламывает ослабленные под действием солей слои льда [38];
- 4) транспорт при движении сбрасывает талый снег с дороги [2].

Шерер [48] выяснил, что влияние движущегося транспорта на физические свойства снега и возможность его удаления зависит от содержания в снегу свободной воды (табл. 14.7). Другими исследователями обнаружено [9, 27, 31, 39], что необходимо растапливать лишь от 30 до 50% льда на дорожном покрытии, по-

Таблица 14.7

Влияние движения транспорта на физические свойства снега при разном содержании свободной воды в снеге [48]

Массовая доля свободной воды, %	Трансформация снега
15	Уплотняется в ледяную корку
15—30	Остается в мягком несвязном состоянии
30	Прилипает к шинам
>30	Талый снег легко отбрасывается транспортом

скольку при интенсивности транспортного движения 30 машин в час остающийся лед будет раздроблен, перемешан с талой водой и отброшен за пределы дорожного полотна.

Ширина полосы и период обработки

В общем случае при использовании определенного количества соли скорость таяния может быть увеличена в результате внесения ее на узкой полосе дороги. Тем не менее количество растаявшего снега будет тем же, вне зависимости от ширины полосы. Единственное преимущество узких полос заключается в относительно быстром таянии на них снега и льда, что способствует обнажению покрытия, увеличению поглощения солнечной радиации и ускорению стаивания на всем полотне дороги [2]. Перед снегопадами или выпадением замерзающего дождя химикаты следует распределять по дороге равномерным слоем полосами шириной 4,5 м [43]. После снегоочистки химикаты наносятся на середину дороги узкими полосами шириной от 0,3 до 1 м, так что ширина обработанной срединной полосы оказывается равной 1/3 ширины полотна дороги [9, 41, 43].

Наиболее важный фактор, влияющий на эффективность использования химикатов для борьбы со снегом, представляет собой время внесения солей [39]. Эффективность применения химикатов значительно возрастает, если они вносятся в течение 30 мин с момента начала снегопада [46]. Небольшое количество солей, перемешиваемых с рыхлым снегом, вызывает частичное таяние и формирование зернистого снега, который не уплотняется при движении транспорта и легко поддается расчистке. Для создания таких условий необходимо растапливать приблизительно 15% свежевыпавшего снега.

Комплексные эффекты

Как указывалось выше, скорость растапливания снега и льда определяется рядом факторов, вклад каждого из которых зависит от преобладающих условий. Как считает Химмельман [27], объем льда, который растапливается за 90 мин после применения солей при температуре от -12 до -6°C , может быть рассчитан в соответствии со следующими выражениями:

для хлорида кальция

$$V = A \sqrt{RT^3}/I, \quad (14.2)$$

для хлорида натрия

$$V = BR^2T/I^{0.8}, \quad (14.3)$$

где V — объем растопленного льда на полосе единичной длины спустя 90 мин; R — норма расхода химиката (масса на единицу длины полосы); T — температура ($^{\circ}\text{C}$); I — толщина слоя льда (мм); A, B — эмпирические коэффициенты.

Сравнительный анализ уравнений (14.2) и (14.3) позволяет сделать вывод о том, что объем льда стаявшего в результате применения солей, в случае хлорида кальция зависит прежде всего от нормы расхода соли, а при использовании хлорида натрия — от температур.

В ходе лабораторных исследований было выяснено [9], что толщина X слоя свежес выпавшего снега, растопленного при использовании определенного химиката, определяется выражением

$$\log X = \log D + C_1 D + C_2 T + C_3, \quad (14.4)$$

где D — концентрация химической смеси, T — температура, C_1, C_2, C_3 — константы, значения которых зависят от типа химиката и времени реакции.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ ХИМИКАТОВ ДЛЯ БОРЬБЫ СО СНЕГОМ И ЛЬДОМ

При внедрении систем по борьбе со снегом и льдом в центре внимания должны находиться качество обслуживания, которое

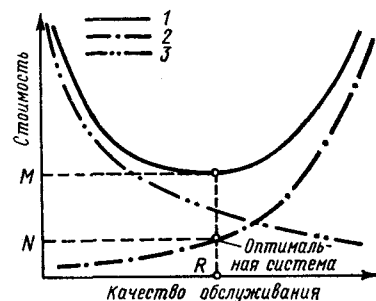


Рис. 14.13. Выбор системы для борьбы со снегом и льдом, основывающийся на минимальной общей стоимости [55].

M — минимальная общая стоимость, N — стоимость оптимальной системы, R — требуемый уровень обслуживания; 1 — общая стоимость системы; 2 — стоимость системы для расчистки снега; 3 — убытки потребителя в результате задержек, остановок и т. д.

должно быть экономически оправданным при установлении эффективного контроля, а также тип организационной структуры и методы управления для достижения наибольшей эффективности. При выборе системы, основывающийся на экономической оценке уровня обслуживания, следует исходить из анализа соотношения затрат на капитальные вложения, эксплуатационных расходов и потерь в результате происходящих несчастных случаев, задержек и остановок. Рисунок 14.13 [55] иллюстрирует метод выбора

системы максимального качества с минимальной общей стоимостью. Общая стоимость системы должна рассчитываться для различных уровней обслуживания.

Для достижения наибольшей эффективности необходимо иметь информацию об условиях приобретения и хранения используемого в системе оборудования, его типе и количестве, а также информацию о методах выбора и применения смесей для борьбы со льдом. При планировании системы необходимо учитывать квалификацию привлекаемого персонала; рекомендации, выдвигаемые в процессе подготовки персонала; требования, обусловленные применением конкретных методов и приемов использования химикатов; стандарты, при которых реализуются даже минимальные эксплуатационные качества, а также приемы и методы, обеспечивающие приведение способов контроля и стоимости в соответствии с новыми данными и требованиями.

Нормы расхода химикатов для борьбы со снегом и льдом

Поскольку не бывает двух одинаковых снегопадов, нельзя создать единый стандарт нормы расхода химикатов при борьбе со снегом и льдом. В условиях слабого транспортного потока общее требование сводится к тому, что количество применяемых химикатов должно быть достаточным, чтобы растопить 30 % снега, а соли должны быть внесены не позже, чем через 30 мин с момента начала снегонакопления [10, 48]. С увеличением интенсивности движения сокращается время растворения солей и период их внесения.

Американским обществом по испытанию материалов [5] рекомендован к использованию разбрасыватель, способный вносить соли с нормой расхода от 90 до 1400 кг на 1 км пути с точностью в пределах 23 кг.

Основные шоссе и магистрали, по которым ежедневно проходит 1000 и более машин, в общем случае должны быть всегда полностью очищенными от снега и льда, поэтому операции по очистке включают в себя расчистку от снега, внесение различных комбинаций химикатов и абразивов и удаление частично растаявшего снега и льда [25].

Количество химикатов, рекомендуемое для борьбы со снегом и льдом в разных условиях, представлено в табл. 14.8, которая в сжатом виде содержит выводы, сделанные в работах [10, 38], а также обобщает опыт дорожных департаментов и результаты лабораторных исследований [2, 16, 5, 25, 27, 30, 42, 43, 44, 46, 48, 50]. Нормы расхода химикатов в табл. 14.8 даны из расчета времени растворения менее 30 мин.

Таблица 14.8

Рекомендации по нормам применения химикатов на дорогах с покрытиями при интенсивности движения транспорта более 500 автомобилей в сутки

Норма расхода (на 1 км двухрядного шоссе)				
Температура воздуха, °C	внесение до начала снегопада или выпадения замерзающего дождя	растопливание 1 см рыхлого снега	полное уничтожение тонких корок, остающихся после снегоочистки	толстые корки льда и укатанного снега
а) —4 °C и выше в тени б) от —7 до —4 °C на солнце или на обогреваемом покрытии	55—115 кг NaCl или смеси CaCl ₂ —NaCl *	110 кг NaCl	85 кг NaCl	170 кг NaCl или 85 кг смеси NaCl—CaCl ₂ (3 : 1)
а) —4 °C и выше, если температура понижается; б) от —7 до —4 °C в тени; в) от —12 до —7 °C на солнце или на обогреваемом покрытии	То же	170—225 кг NaCl или 135 кг смеси (3 : 1)	130 кг NaCl	170—280 кг NaCl или 170 кг смеси NaCl—CaCl ₂ (3 : 1)
а) от —7 до —4 °C, если температура понижается; б) от —12 до —7 °C в тени; в) от —18 до —12 °C на солнце или на обогреваемом покрытии	70—140 кг NaCl или смеси CaCl ₂ —NaCl (1 : 3)	165 кг смеси NaCl—CaCl ₂ (3 : 1)	170 кг смеси NaCl—CaCl ₂ (3 : 1)	280 кг смеси NaCl—CaCl ₂ (3 : 1)
от —18 до —12 °C в тени	Не рекомендуется применение химикатов	Не рекомендуется применение химикатов	210 кг смеси NaCl—CaCl ₂ (3 : 1)	340 кг смеси NaCl—CaCl ₂ (3 : 1) или 1700 кг обработанных солью абразивов
Ниже —18 °C	То же	То же	Смесь абразивов с солями	То же

* Если NaCl сносится под действием ветра или при движении транспорта.

ПОБОЧНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ХИМИКАТОВ ДЛЯ БОРЬБЫ СО СНЕГОМ И ЛЬДОМ

Влияние на окружающую среду

Соль, которая сносится с полотна дороги и откладывается в стороне от нее, может наносить ощутимый вред некоторым видам произрастающих здесь растений. Биологи, занимающиеся растительностью, не могут точно определить механизм повреждения растений солями, количество солей, вызывающее повреждение, продолжительность периода воздействия и симптомы повреждения растений солями [3, 20].

Тем не менее уже получена количественная информация о предельно допустимых концентрациях солей для многих важнейших растений, а в некоторых случаях проведен тщательный анализ непосредственных причин повреждений солями. Например, Зелаэни и Блезер [58] свели в таблицу относительную солеустойчивость деревьев и декоративных кустарников (табл. 14.9).

Таблица 14.9

Относительная солеустойчивость растительных тканей деревьев и декоративных кустарников [58]

Низкая (0—2 % хлоридов)	Умеренная (2—5 % хлоридов)	Высокая (5—6 % хлоридов)
Клен сахарный Клен красный Тополь пирамидальный Лиственница Роза Орех черный	Береза Осина Тополь Клен твердый Бук Ель канадская Ель колючая Пихта бальзамическая Ясень зеленый	Шелковица Дуб белый Тополь осинообразный Тополь сереющий Тополь белый Дуб красный Вяз шершавый Боярышник

Архитекторы ландшафтов также выявили солеустойчивые растения и разработали методы повышения солеустойчивости биоты [3, 20, 22]. Использование солеустойчивых растений представляет собой конструктивный подход к поддержанию растительных сообществ на участках, где отложение солей с дорог оказывается серьезной проблемой.

Соли, используемые для борьбы со снегом и льдом на дорогах, служат также потенциальным загрязняющим веществом для источников воды, и в первую очередь — для мелких колодцев, небольших ручьев и прудов, сток в которые происходит непосред-

ственно с полотна дорог. По результатам исследований в штате Мэн, рекомендуется располагать колодцы на расстоянии не ближе 12 м от автострад, а еще лучше — на расстоянии более 25 м.

Может наблюдаться сток некоторых солей на прилегающие участки и их инфильтрация в грунт, что снижает плодородие почв и наносит ущерб растениям [26]. Для оценки влияния при-

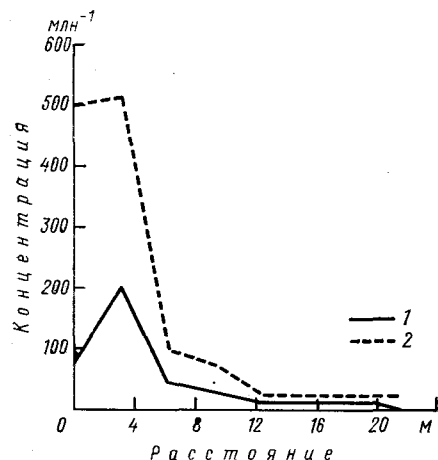


Рис. 14.14. Изменение концентрации хлора (1) и натрия (2) на различных расстояниях от автостреды [29].

менения солей на автострадах на загрязнение почв были проведены измерения концентраций натрия и хлора на 27 участках в почвах, прилегающих к автострадам, за разные периоды времени вплоть до 18 лет [28]. Обнаружено, что концентрации обоих ионов увеличивались со временем, причем наиболее быстро — на краях дорожной насыпи и на участках, где соли применялись дольше всего. Увеличение концентрации более отчетливо отражено в верхнем 15-сантиметровом слое, и концентрация натрия увеличивается в большей степени, чем концентрация хлора, в зависимости от расстояния перпендикулярно основному шоссе (рис. 14.14) [29, 58].

Влияние солей на бетон, мостовые перекрытия и автомобили

Рассол, образующийся в результате таяния снега или льда под действием солей, проникает в бетон, оказывая влияние на продолжительность его службы. Основной механизм, вызывающий разрушение, заключается в возникновении градиентов осмотического давления в результате различий в концентрации солей прилегающих участков плиты. Чем больше влагопроницаемость бе-

тона и чем ниже его прочность на сжатие, тем больше он подвержен разрушению. В общем случае бетон, имеющий достаточное количество воздушных включений (не путать с воздушными полостями), влагонепроницаемый и хорошо схватившийся, будет устойчив по отношению к соли.

Когда соли вступают в контакт с закаленной сталью, начинается электролитическая реакция, приводящая к коррозии. Поскольку коррозионные частицы появляются в присутствии воды, они начинают распространяться в окружающий сталь бетон. Единственный способ избежать коррозии стали в покрытиях автострад и мостов, подверженных действию соли, заключается в перекрытии их поверхностей непроницаемыми пленками. Можно также использовать некоррозионные растапливающие лед вещества или искусственные источники подогрева взамен солей [53, 54].

Коррозия вызывается не солью и рассолом, а реакцией между кислородом из воздуха и незащищенной сталью в присутствии влаги, что приводит к образованию окислов или ржавчины. Соль сама по себе не причиняет вреда лакированным и эмалированным покрытиям современных автомобилей. Однако в результате повреждения защитных покрытий начинается процесс коррозии нижележащих металлических поверхностей. Начавшись, коррозия распространяется под слоем краски, отслаивает его и обнажает корродированный металл. Эта проблема естественно стоит более остро в городах, где соли применяются в больших масштабах, а не в сельской местности [14, 57].

В работе [40, 56] более подробно рассмотрены различные типы защитных покрытий автомобилей.

ИНГИБИТОРЫ

В середине 1960-х годов были достигнуты значительные успехи в разработке химических ингибиторов коррозионного влияния солей на автомобили. Ингибиторы в форме химических добавок к солям либо снижают электролитический эффект тающего льда, либо повышают инертность стальных поверхностей. Антикоррозийное действие ингибиторов исчезает при снижении их концентрации; они эффективны лишь тогда, когда их масса составляет 7 % массы соли. Однако при этом существенно возрастает стоимость растапливающих лед солей. Подобное увеличение общественных расходов может быть оправдано лишь в том случае, если достигается полная защита от коррозии [7]. Как считает ряд исследователей и организаций, ингибиторы — это неэкономичное и неэффективное средство борьбы с коррозией [19, 40, 42, 47].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allied Chemical. 1958. Calcium Chloride. Bull. No. 16, Tech. and Eng. Ser., Ind. Chem. Div., Morristown, N. J.
2. Amberg C. R. and L. E. Williams. 1948. Rock salt for ice and snow control. Bull. 3, Ceramic Res. Dept., New York State Coll. Ceramics, Alfred, N. Y.
3. American Public Works Association. 1971. Facts you should know about the effects of de-icing salts. Published as a supplement to the January 1971 issue of the Reporter of the APWA.
4. American Society for Testing Materials. 1972. Standard specification for sodium chloride. ASTM D632-72.
5. American Society for testing materials. 1974. Standard methods of sampling and testing calcium chloride for roads and structural application. ASTM D345-74.
6. American Society for Testing Materials. 1977. Standard specification for calcium chloride, ASTM D98-77.
7. Bishop R. R. 1972. The development of a corrosion inhibitor for addition to road deicing salt. Rep. LR489, Transport and Road Res. Labor., Her Majesty's Stationery Off., London.
8. Boies D. B. and S. Bortz. 1965. Economical and effective deicing agents for use on highway structures. NCHRP Rep. 19, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C.
9. Brohm D. R. and H. R. Edwards. 1960. Use of chemicals and abrasives in snow and ice removal from highways. Res. Bull. 252, Highw. Res. Board, NAS-NRC Publ. 761, Washington, D. C.
10. Caird J. C. and R. Young. 1971. Field test report on Calsel 31 road deicer/anti-icer. Allied Chemical (Canada) LTD.
11. Calcium Chloride Association. 1949. Calcium Chloride for ice control. Washington, D. C.
12. Calcium Chloride Institute. 1968. The mixer's manual. Washington, D. C.
13. Carr F. H., Jr. 1969. Massachusetts finds premixed chemicals boon in winter maintenance. Better roads, Vol. 39, No. 7, pp. 20—32.
14. Commonwealth of Massachusetts. 1965a. Highway salts and automobiles. Mass. Highway Salt Study, Mass. Legisl. Res. Council. Rep.
15. Commonwealth of Massachusetts. 1956b. The use of highway salt and its effect of pavements. Mass. Highway Salt Study, Mass. Legisl. Res. Council. Rep., Senate No. 2.
16. Coulter R. G. 1965. Understanding the action of salt. Public Works, Vol. 96, No. 9, pp. 78—80.
17. Dickinson W. E. 1959. Ice-melting properties and storage characteristics of chemical mixtures for winter maintenance. Res. Bull. 220, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 14—24.
18. Eberhard J. 1959. An evaluation of the relative merits of sodium and calcium chloride for highway ice treatment. Eng. Exp. Stn., Ohio State Univ., Columbus.
19. Fromm H. J. 1967. The corrosion of auto-body steel and the effects on inhibited deicing salts. Rep. No. RR135, Dept. Highw., Toronto, Ont.
20. Hanes R. E., L. W. Zelazny and R. E. Blaser. 1970a. Effects of deicing salts on water quality and biota—Literature review and recommended research. NCHRP Rep. 91, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C.
21. Hanes R. E., L. W. Zelazny and R. E. Blaser. 1970b. Salt tolerance of trees and shrubs to de-icing salts. Highw. Res. Rec. 335, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 16—18.
22. Hayward H. E. and L. Bernstein. 1958. Plant growth relationships on salt affected soils. Botanical Rev., Vol. 24, pp. 584—635.
23. Hegmon R. R. and W. E. Meyer. 1968. The effectiveness of antiskid materials. Highw. Res. Rec. 227, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 50—56.
24. Highway Research Board. 1954. Recommended practice for snow removal and treatment of icy pavements. Current Road Problems, No. 9, 3rd Rev., Dept. Maint., Comm. Snow and Ice Control, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C.
25. Highway Research Board. 1962. Current practices for highway snow and ice control. Current Road Problems. No. 9, 4th Rev., Dept. of Maint. Comm. on Snow and Ice Control., Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C.
26. Highway Research Board. 1967. Environmental considerations in use of deicing chemicals. Highw. Res. Rec. No. 193, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C.
27. Himmelman B. F. 1963. Ice removal on highways and outdoor storage of chloride salts. Highw. Res. rec. 11, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C.
28. Hutchinson F. E. and B. E. Olson. 1967. The relationship of road salt application to sodium and chloride levels in the soil bordering major highways. Highway Res. Rec. 193, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 1—7.
29. Hutchinson F. E. 1969. The influence of salts applied to highways on the levels of sodium chloride ions present in water and soil samples. Office of Water Resour. Res., US Dept. Interior, Washington, D. C.
30. Kelley J. F. 1969. Industry pre-mix of salt and calcium chloride. New England Construction, Jan., Mass Dept. Public Works.
31. Kersten M. S., L. P. Pederson and A. J. Toddie Jr. 1959. A laboratory study of ice removal by various chloride salt mixtures. Highw. Res. Bull. 220, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 1—13.
32. Kyser J. O. 1971. Brine solution removes stubborn ice. Public Works, Jan., pp. 67 and 89.
33. Lang C. H. and W. E. Dickinson. 1960. Chemical mixtures test program in snow and ice control. Highw. Res. Bull. 252, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 1—8.
34. Lang C. H. and W. E. Dickinson. 1964. Snow and ice control with chemical mixtures and abrasives. Highw. Res. Rec. 61, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 14—18.
35. Milloy M. H. and J. S. Humphries. 1969. The influence of topography on the duration of ice-forming conditions on a road surface. Rep. LR 274, Road Res. Lab., Her Majesty's Stationery Off., London.
36. Minsk L. D. 1965. Snow and ice properties pertinent to winter highway maintenance. Highw. Res. Rec. 94, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C.
37. Monsanto Research Corporation. 1965. Chemical means for prevention of accumulation of ice, snow and slush on runways. Rep. AD615420D, prepared for the Federal Aviation Agency, US Dept. Commer., Springfield, Va.
38. National Research Council. 1967. Manual on snow removal and ice control in urban areas. Tech. Memo. No. 93, NRC 9904, Nat. Res. Council. Can., Ottawa, Ont.
39. Nichols R. J. and W. I. J. Price. 1956. Salt treatment for clearing snow and ice. The Surveyor, London, Vol. 115, pp. 886—888.
40. OECD. 1969. Corrosion des véhicules automobiles de influences des fondants chimiques. Rapport préparé par un groupe de recherche routière de OECD. Organization for Economic Cooperation and Development.
41. Ontario. 1967. Use of salt for snow and ice control. Dep. Transp. and Communications, Maint. Div., Toronto, Ont.
42. Ontario. 1968. Corrosion inhibitor study (Summary). Dept. Highw., Toronto, Ont.
43. Quebec. 1967. Manuel de l'entretien. Ministère de la Voirie du Québec, Quebec City, P. Q.
44. Road Research Laboratory. 1968. Salt treatment of snow and ice on roads. Road Note No. 18, Dept. Sci. and Indust. Res., 2nd Ed., Her Majesty's Stationery Off., London.

45. Salt Institute. 1962. Technical analysis of salt (sodium chloride) for ice and snow removal. Chicago, Ill.
46. Salt Institute. 1962b. Salt for ice and snow removal. Chicago, Ill.
47. Salmins G. 1966. Does salt corrode cars? Eng. and Contract Rec., Vol. 79, pp. 52—53.
48. Schaerer P. A. 1970. Compaction or removal of wet snow by traffic. Sp. Rep. 115, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 97—103.
49. Schneider T. R. 1960. Die Berechnung der zur auflösung von schnee-und eiskrusten notwendigen salzstreuungen (The calculation of the amount of salt required to melt ice and snow on highways) Eidgenössisches Institut für Schnee-und Lawinenforschung, Weissfluhjoch — Davos, Interner Bericht Nr. 328 (English Transl. by Nat. Res. Counc. Can., Div. Build. Res., Tech. Transl. 1004).
50. Schneider T. R. Schneeverwehungen und Winterglätte. (Snowdrifts and winter ice on roads). Interner Bericht Nr. 302, Eidgenössisches Institut für Schnee-und Lawinenforschung (English Transl. by Nat. Res. Counc. Can., Div. Build. Res., Tech. Transl. 1038).
51. Scotto G. E. 1970. Liquid treatments of commercial CaCl_2 in winter road maintenance. Sp. Re. 115, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 156—171.
52. Smith R. W., W. E. Ewens and D. J. Clough. 1971. Effectiveness of studded tires. Highw. Res. Rec. 352, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 39—49.
53. Spellman D. L. and R. F. Stratfull. 1970. Chlorides and bridge deck deterioration. Highw. Res. Rec. 328, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 38—49.
54. Stewart C. 1971. Deterioration in salted bridge decks. Sp. Rep. 116, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 23—28.
55. Tighe D and D. B. Webber. 1971. Planning airport snow and ice removal using operations research techniques. Highw. Res. Rec. 359, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 9—15.
56. Webster H. A. 1961. Automobile body corrosion problems. Corrosion, Vol. 17, No. 2, pp. 9—12.
57. Wirshing R. J. 1957. Effect of de-icing salts on corrosion of automobiles. Bull. 150, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 14—17.
58. Zelazny L. W. and R. E. Blaser. 1960. Effects of de-icing salts on roadside soils and vegetation. Highw. Res. Rec. 335, Highw. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 9—12.

Термические методы воздействия

ВВЕДЕНИЕ

Термические методы воздействия на снег могут быть разделены на две категории: обогрев покрытий, приводящий к стаиванию с них снега, и использование снеготопильных систем (снеготаялок), когда снег загружается в цистерну или контейнер и растапливается.

Системы обогрева покрытий, иногда называемые системами растапливания на месте, обычно встраиваются в покрытия дорог или сооружения и служат для удаления снега перед входами в здания, с тротуаров, мест стоянок автомашин, пандусов, крыш и въездов мостов. Эти системы довольно часто представляют собой вмонтированные в объекты трубы, электрические кабели или надземные установки с лампами инфракрасного излучения. Системы обогрева покрытий — слишком дорогостоящее средство для борьбы со снегом в широких масштабах из-за необходимости значительных затрат на капитальные вложения и высоких эксплуатационных расходов. Такие системы рекомендуется использовать лишь в тех местах, где механическая снегоочистка сопряжена с трудностями, использование химикатов может приводить к повреждению конструкций, задержки транспорта недопустимы и большое значение имеет обеспечение безопасности.

Снеготаялки выпускаются двух типов: стационарные установки, к которым снег подвозится, и передвижные установки, которые, двигаясь по улицам, могут собирать и растапливать снег на месте. Снеготаялки имеют различные размеры и конструкции и наиболее эффективны в том случае, если годовая стоимость их использования оказывается равной стоимости борьбы со снегом другими методами (например, транспортировка снега на снежные свалки) или меньше.

ПОКРЫТИЯ С ОБОГРЕВОМ

Затраты тепла

Системы обогрева покрытий должны обеспечивать поступление достаточного количества тепла для растапливания снега и препятствовать неоправданным потерям тепла через атмосферу

и подстилающий грунт. Общие затраты тепла Q_T (кДж/м²) на участке покрытия за определенный временной интервал могут быть выражены уравнением теплового баланса

$$Q_T = Q_m + Q_u + Q_{ep} + Q_{cp} + Q_{ip} + Q_{gp} + Q_p, \quad (15.1)$$

где Q_T — тепло, необходимое для таяния снега, находящегося при температуре плавления; Q_u — тепло, которое необходимо затратить, чтобы температура снега повысилась до точки плавления; Q_{ep} — потери тепла на испарение с основания покрытия, Q_{cp} — теплопотери очищенного покрытия в результате конвекции (имеющие смысл); Q_{ip} — потери тепла в результате длинноволнового излучения с поверхности очищенного покрытия; Q_{gp} — потери тепла в результате теплообмена с подстилающим грунтом (включая тепло, которое необходимо затратить для приведения участка покрытия к рабочей температуре); Q_p — потери тепла по периметру (включая тепло, которое необходимо затратить для приведения этого участка покрытия к рабочей температуре).

Для получения достоверных оценок суммарных затрат тепла на конкретном участке конструктор должен вычислить все составляющие уравнения (15.1). Значительная часть общих затрат тепла приходится на член Q_m , величина которого зависит от требуемой скорости растапливания. Потери тепла в результате конвекции Q_{cp} обычно незначительны и могут быть опущены при вычислениях. Потери тепла с поверхности ($Q_{ep} + Q_{cp} + Q_{ip}$) зависят от условий погоды и доли площади обогреваемого покрытия в общей площади, которую требуется поддерживать очищенной от снега. Таким образом, проектировщик должен учитывать требуемые стандарты по снегоочистке и ожидаемые условия погоды на конкретном участке. Краевые теплопотери и теплообмен с грунтом ($Q_{gp} + Q_p$) будут зависеть от типа установки (т. е. от теплоизоляции) и способа использования (непрерывного или периодического). При наличии такого большого числа переменных крайне важно, чтобы конструктор представлял основные закономерности, определяющие потери тепла, и ограничения при расчете разных составляющих уравнения теплового баланса.

Затраты тепла на растапливание снега

Расчет затрат тепла на растапливание снега Q_m осложняется необходимостью учета зависимости количества затрачиваемого тепла от требуемой скорости растапливания. Если необходимо, чтобы покрытие всегда было чистым, система проектируется с таким расчетом, чтобы она позволяла растапливать максимальное количество снега, которое может выпасть за час на данном участке. Снегонакопление за каждый час не регистрируется метеорологическими станциями Канады; кроме того, даже если в отдельных случаях такие данные имеются, их точность не-

лика, поскольку точная регистрация снегонакопления во время снегопадов, сопровождающихся сильными ветрами, сопряжена с большими трудностями. Единственный вид информации, содержащийся обычно в метеорологических справочниках, — это осредненное за 6 ч количество свежавывавшего снега или общее количество снега, выпавшего за один снегопад.

Требуемая мощность Q_m большинства обогревателей определяется на основе данных о количестве тепла, которое необходимо затратить для растапливания снега; при этом за скорость снегонакопления принимают ее значение, осредненное за весь период снегопада (рассчитывается обычно по шестичасовым или суточным значениям). Значение Q_m может быть вычислено в соответствии с выражением

$$Q_m = 2,78 \times 10^{-4} h_f W E, \quad (15.2)$$

где Q_m — требуемая мощность (кВт/м²), h_f — теплота плавления (кДж/кг), WE — интенсивность снегонакопления (мм/ч). При $h_f = 333,5$ кДж/кг и $WE = 25$ мм/ч значение Q_m , рассчитанное по формуле (15.2), приблизительно равняется 2,32 кВт/м². По-видимому, при максимальной интенсивности снегопада скорость подвода тепла должна быть значительно больше, поскольку скорость снегонакопления при этом может в 2—3 раза превышать осредненные значения. Подобным же образом мощность обогревателей должна увеличиваться, если требуется растапливать снежные заносы, образующиеся на этом участке.

Теплопотери в результате обмена с атмосферой

Для расчета теплопотерь обогреваемых покрытий при теплообмене с атмосферой в результате длинноволнового излучения, конвекции и испарения существует большое число формул [18]. В них чаще всего не учитывается поступление тепла на поверхность покрытия в виде солнечной (коротковолновой) радиации, поскольку системы проектируются на периоды максимальных теплопотерь, которые обычно наблюдаются в ночные часы.

Рис. 15.1 показывает влияние температуры воздуха и скорости ветра на суммарные потери тепла за счет излучения, конвекции и испарения с очищенного открытого влажного бетонного покрытия, температура которого составляет 1,1 °С. Формула, использованная в расчетах, основывалась на известных зависимостях, приводимых в литературе [12, 18], с учетом данных полевых наблюдений за теплопотерями экспериментального обогреваемого покрытия. Значения скорости ветра были приведены к высоте 15,2 м над поверхностью Земли. При расчетах допускалось, что имеется сплошной облачный покров, а температура точки росы равнялась температуре воздуха во время снегопада.

Относительный вклад длинноволнового излучения, конвекции и испарения в величину суммарных теплопотерь меняется в зависимости от метеорологических условий. При высокой скорости ветра наибольшими оказываются теплопотери, обусловленные конвекцией; при малой скорости ветра и большой разности температур между воздухом и поверхностью покрытия преобладают

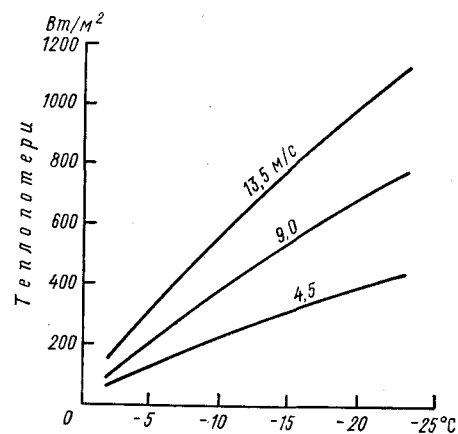


Рис. 15.1. Суммарные поверхностные потери тепла очищенного обогреваемого покрытия за счет длинноволнового излучения, испарения, конвекции при температуре покрытия 1,1°C и различных значениях скорости ветра.

теплопотери под действием длинноволнового излучения. Теплопотери также зависят от степени защищенности покрытия от ветра. Скорость испарения определяется различиями в парциальном давлении водяного пара у поверхности покрытия и в воздухе. Испарение оказывает существенное влияние на тепловой баланс при высокой скорости ветра, в особенности в случае влажных покрытий сразу после таяния снега. Таким образом, крайне важно обеспечить соответствующее дренирование систем растапливания снега с целью быстрого высыхания покрытий и уменьшения теплопотерь в процессе испарения.

Небольшие обогреваемые участки, например ступени, узкие тротуары или обогреваемые рельсовые пути характеризуются большими теплопотерями, обусловленными испарением и конвекцией. Основываясь на экспериментальных данных, Вильямс [19] показал, что теплопотери за счет конвекции на обогреваемом покрытии размером 0,9×0,9 м вдвое превышали теплопотери покрытия размером 4,9×4,9 м при тех же погодных условиях. Расчеты указывают на то, что размер обогреваемой площадки не оказывает существенного влияния на конвективные теплопотери, если ширина покрытия превышает 3 м [3].

Потери тепла в результате испарения, конвекции и излучения уменьшаются прямо пропорционально доли обогреваемой поверхности, покрытой снегом. Если участок наполовину покрыт снегом, его поверхностные теплопотери оказываются вдвое меньше,

чем в случае полностью очищенного участка. Если же покрытие имеет защитную оболочку в виде хотя бы тонкого сплошного слоя снега, поверхностные теплопотери, исключая расход тепла на растапливание снега, целиком определяются лишь теплопроводностью снега. Потери тепла, обусловленные теплопроводностью и теплообменом на границе раздела воздух — снег, могут быть весьма значительны во влажном или очень плотном снегу, например, когда на поверхности образуются ледяные корки или снежица, а также при формировании снежного наката.

Краевые теплопотери и потери тепла через грунт

При проектировании систем следует учитывать теплопотери через грунт, подстилающий вмонтированные трубы или электрические обогревающие спирали. Считается, что такие потери составляют 30—50 % суммарных поверхностных теплопотерь очищенного покрытия [3]. По данным измерений теплопотери с нижней поверхности обогреваемого пандуса достигают 10—15 % суммарных теплопотерь [7]. Теплопотери через грунт вносят существенный вклад в «полную проектную тепловую нагрузку» периодически включающихся систем, например когда покрытия обогреваются лишь в период снегопада или в случае его прогноза. При наличии таких систем в периоды между снегопадами запасенное тепло расходуется на обогрев подстилающего грунта, и покрытия охлаждаются. В этом случае могут потребоваться значительные затраты энергии для обогрева покрытия во время каждого отдельного снегопада. И наоборот, при постоянном обогреве покрытий тепло, запасенное в них, может покрывать затраты тепла на растапливание выпадающего снега, что в свою очередь позволяет снизить проектную тепловую мощность системы встроженных труб или обогревающих спиралей. Однако суммарные тепловые потери через грунт постоянно действующих в течение зимы систем оказываются значительно больше, чем потери систем, включающихся периодически. Постоянно включенная обогревательная система поддерживает довольно высокую температуру покрытия и подстилающего грунта. В течение относительно непродолжительных периодов снегопадов это запасенное тепло расходуется на растапливание снега.

Значительное количество тепла может расходоваться по краям обогреваемого участка в результате теплообмена с окружающими поверхностями покрытий и грунтом. При расчете проектной тепловой нагрузки эти теплопотери особенно важно учитывать для периодически включающихся систем. Например, на узких обогреваемых участках, таких как тротуары или транспортные полосы, краевые теплопотери могут достигать 20—30 % полной проектной тепловой нагрузки. Краевые теплопотери и потери через грунт

можно существенно уменьшить в результате применения теплоизоляции в основании и по краям покрытия.

Проектные тепловые нагрузки

Стандарты по снегоочистке

Только общие соображения могут быть предложены в качестве стандартов по снегоочистке с применением систем растапливания снега. Результаты опытов и исследований указывают на то, что нет ни практической, ни экономической необходимости в проектировании систем из расчета постоянного поддержания покрытий в полностью очищенном состоянии. В среднем при 50 %-ном покрытии снегом обогреваемых участков в периоды наиболее сильных снегопадов, которые могут наблюдаться в данном районе, полотно дороги вполне пригодно для движения транспорта [8]. Это требование может быть снижено до 75 %-ного покрытия снегом в тех случаях, когда интенсивное транспортное движение способствует таянию снега и очистке полотна. Дальнейшее снижение требований — вплоть до наличия сплошного снежного покрова на обогреваемом участке — допустимо в пределах жилых кварталов.

В «Руководстве ASHRAE» [2] предложена классификация участков снегоочистки в соответствии с требованиями по скорости растапливания снега:

- низший класс — дороги и тротуары в жилых кварталах;
- средний класс — тротуары и проезды в деловых кварталах;
- высший класс — скоростные автомагистрали и мосты, въезды в ангары и стоянки самолетов в аэропортах.

При использовании обогревательных систем, спроектированных для участков низшего класса, во время снегопадов покрытия остаются под снегом, однако, благодаря поступлению достаточного количества тепла предотвращается избыточное снегонакопление. Обогревательные системы на участках среднего класса обеспечивают 50 %-ное покрытие снегом участков во время снегопадов. На участках высшего класса обогревательные системы проектируются таким образом, чтобы практически при любых условиях погоды покрытия были очищены от снега.

В районах, характеризующихся низкими температурами и сильными ветрами (например, канадские прерии), затраты тепла на поддержание покрытия свободным от льда после снегопадов могут превышать затраты тепла на растапливание снега во время снегопадов. В таких случаях расчеты затрат тепла должны основываться на данных об интенсивности поверхностных теплопотерь с очищенных влажных покрытий [18].

Расчеты проектных тепловых нагрузок

Вне зависимости от выбранных стандартов по снегоочистке система обогрева должна удовлетворительно работать при определенных сочетаниях метеорологических величин. Разработаны два метода получения информации об условиях погоды. Один из методов [2] заключается в том, что при проектировании систем обогрева выбирают данные о конкретных снегопадах с учетом их повторяемости. Спроектированная таким образом система характеризуется удовлетворительной работоспособностью в течение всех снегопадов, характеристики которых не превышают характеристик расчетного снегопада.

При использовании другого подхода выбор расчетного снегопада основывается на выборе характерных условий погоды на данном участке. Вильямс [16] предлагает использовать данные о пяти снегопадах, при которых за последние 10 лет скорость снегонакопления и скорость ветра были максимальными. В качестве основы при проектировании принимаются осредненные за пять снегопадов значения температуры воздуха, скорости ветра и интенсивности снегонакопления. Этот метод более прост и, по-видимому, обеспечивает получение достаточно точных результатов в большинстве практических ситуаций.

Метод, предложенный в [2], как оказалось, довольно часто дает значения со слишком большим запасом. Мощности работающих обогревательных систем в ряде случаев бывают меньшими, по сравнению со значениями, рассчитанными в соответствии с методом ASHRAE; в особенности это касается систем, предназначенных для участков высшего класса.

Рекомендуемые проектные значения тепловых нагрузок

Проектные значения тепловых нагрузок систем растапливания снега меняются в широких пределах в зависимости от назначения систем и климатических условий. В табл. 15.1 приводятся тепловые нагрузки систем растапливания снега во время снегопадов (часть А) и расчетные значения теплопотерь с очищенных покрытий после снегопадов (часть Б) для шести канадских городов. К этим значениям должны быть введены поправки на теплопотери через грунт и краевые теплопотери, если системы спроектированы на периодическое включение. Особенно важно учитывать поправки в условиях узких обогреваемых участков, таких как тротуары, поскольку при недостаточной проектной мощности систем и плохом стоке талой воды по краям с поверхности будет намерзать лед.

Значения проектных мощностей, применяемых в Европе, обычно гораздо более низкие, по сравнению с северо-американ-

Таблица 15.1

Фактические (А) и расчетные (Б) затраты тепла (Вт/м²) на обогревание покрытий при борьбе со снегом в шести городах Канады [17]

Участок	Торонто	Галифакс	Квебек	Оттава	Виннипег	Эдмонтон
А						
Относительно защищенный от ветра	268—321	375—428	436—449	428—482	589—642	589—642
Закрытый	268	321	375	375	428	428
Полностью открытый	375—428	482—535	535—589	535—589	642—696	642—696
Б						
	193	310	353	535	705	696

скими, что объясняется более мягкими климатическими условиями [5]. Максимальная тепловая нагрузка в холодные периоды на открытых участках редко превышает 320 Вт/м²; наиболее низкие проектные значения равняются 100 Вт/м² для участков, на которых необходимы лишь небольшие затраты тепла для предотвращения формирования льда при температурах вблизи 0°C.

Электрические системы

Типы электрических систем

Электрические системы обогрева покрытий могут быть разделены на две группы:

1) системы, в которых используются изолированные обогревательные кабели со средним или высоким напряжением сети — от 60 до 240 В; испытывались также системы, рассчитанные на очень высокое напряжение порядка 1000 В [14], однако широкого распространения они не получили из-за их потенциальной опасности;

2) системы, в которых используются неизолированные обогревательные кабели, сетки проводов или иные электропроводные покрытия с низким напряжением сети в пределах 10—30 В.

Системы с изолированными обогревательными кабелями применяются в течение последних 25 лет. Первая электрическая система обогрева покрытий в Канаде была установлена приблизительно в 1960 г. организацией «Онтарио Гидро» [9]. В последнее десятилетие использование обогревательных кабелей в покрытиях стало обычным явлением в Канаде и других странах. Виффин и

Вильямсон [15] сообщали о проводившихся разработках и широких исследованиях систем с обогревающими кабелями среднего вольтажа, предназначенных для предотвращения образования льда и гололеда на дорогах Великобритании. Некоторые из установленных ранее систем впоследствии оказались поврежденными в результате коррозии под влиянием солей или сульфатов в бетоне. Проблема коррозии была разрешена путем применения специальной минеральной изоляции обогревающих кабелей и защитных нейлоновых покрытий. Поттер [11] рассматривает возможность использования специальных кабелей, вмонтированных в материал, типа бетона или асфальта. Такой метод размещения кабелей уменьшает вероятность повреждения систем и проведения последующих дорогостоящих работ по замене поврежденных участков.

Широкое распространение получили и низковольтные системы — от специальных электропроводящих покрытий для обогрева тротуаров и ступенек лестниц до сетчатых проводящих покрытий больших размеров, предназначенных для опытной установки на скоростном шоссе «Гарднер» в Торонто [7]. Их основные преимущества заключаются в простоте установки и безопасности; недостатками являются высокая стоимость трансформаторов, большие потери энергии в кабелях питания и проблемы с размещением трансформаторов вблизи обогреваемых покрытий. В качестве строительных материалов при сооружении дорог добавлялись также электропроводящие вещества типа графита для увеличения электропроводности поверхностных слоев покрытий без использования металлических обогревательных сетей.

Обслуживание, стоимость

Электрические обогревательные системы могут работать в трех режимах — быть постоянно включенными, периодически включающимися и включенными только в ночное время.

Системы, спроектированные на постоянное включение, в условиях холодного климата работают почти непрерывно при температуре ниже 0°C даже в отсутствие выпадения снега. Поскольку годовые теплотери в атмосферу очищенных обогреваемых поверхностей покрытий в холодные периоды могут в 20 и более раз превышать затраты тепла на таяние снега, большинство систем Канады проектируются на периодическое включение.

Системы, предназначенные для периодического включения, расходуют тепло на обогрев покрытий перед началом снегопада, на растапливание снега и последующее высушивание покрытий. Если обогревающие кабели вмонтированы глубоко под поверхностью покрытий, для нагревания поверхностей до 0°C может потребоваться несколько часов. Применение теплоизоляции под обогревающими кабелями способствует сокращению этого периода в результате уменьшения теплотерь через грунт.

Системы, спроектированные только на ночное включение, широко рекламируются компаниями, занятыми производством электроэнергии, поскольку эти системы расходуют энергию в основном в период спада нагрузок на электрические сети. Тепло, запасаемое в покрытиях в ночное время, способно растапливать снег, выпадающий в дневные часы.

Существуют системы, которые могут работать и в другие промежутки между периодами максимальной нагрузки, что позволяет сократить или полностью исключить потребление энергии в определенные ограниченные периоды времени и тем самым снизить финансовые расходы. Эффективной и экономичной является также двухуровневая обогревательная система, характеризующаяся основной тепловой нагрузкой и повышенной, предназначенной для растапливания снега. Система обычно работает в режиме основной нагрузки, если выдвигается требование растапливания снега сразу после его выпадения.

Испытаны различные методы ручного и автоматического управления системой с периодическим включением. Размещенные в снегу датчики оказываются полезны при управлении системами обогрева, особенно в условиях, когда температура воздуха приближается к 0 °C, и практически необходимы для достижения наибольшего экономического эффекта работы систем. Йоргенсен и др. [8] указывают на недостаток информации о надежности работы этих датчиков. В некоторых системах имеются простейшие датчики температуры воздуха или покрытия, автоматически включающие системы по достижении заданной температуры.

Стоимость создания электрических систем растапливания снега и управления ими играет решающую роль при выборе системы. Общая стоимость определяется стоимостью энергии, наличием трансформаторов и возможностью их размещения, способом включения, климатическими условиями, эксплуатационными расходами и затратами на ремонт и обслуживание. Ежегодная стоимость эксплуатации (включая амортизационные отчисления на установку) в 30—40 раз превышает затраты на снегоочистку механическими или химическими методами. Однако информация о стоимости функционирования таких систем быстро устаревает в связи с ростом цен на энергию. В работе Феликса [5] приводятся данные о стоимости эксплуатации электрических обогревающих покрытий в различных странах.

Системы труб

Общие характеристики

Системы встроенных труб для растапливания снега стали относительно широко применяться с 1950-х годов, что частично

объясняется выходом книги Эдлэма [1]. В этой книге содержится практическая информация, необходимая при проектировании таких систем. В 1957 г. Национальным исследовательским комитетом Канады была подготовлена обширная библиография, посвященная системам растапливания снега, и большая часть этих систем была представлена встроенными трубами [4].

Системы обогрева покрытий при помощи встроенных труб аналогичны электрическим системам с той лишь разницей, что тепло передается покрытиям через сеть труб. Для изготовления труб может использоваться сталь, медь или пластик. В качестве жидкости обычно применяется вода, смешиваемая с этиленгликолем для предупреждения размораживания труб. В стальных и железных трубах использовалась также нефть. Тепло обычно поступает в виде пара от обычных газовых или нефтяных горелок или теплоцентралей. К сожалению, пар способствует коррозии; к тому же он может замерзать при отключении системы на некоторое время. Высокие рабочие температуры вызывают значительные термические напряжения в системе и тем самым могут приводить к ее повреждению. По этой причине обычно применяются теплообменники с циркулирующей внутри них жидкостью (водой или нефтью) для передачи тепла от теплоцентралей.

Проектирование, эксплуатация

Большое значение при проектировании систем отопительных труб имеют их гидравлические характеристики. Методика правильного проектирования гидравлических характеристик достаточно полно изложена в «Руководстве ASHRAE» [2]. На завершающей стадии проектирования должны учитываться изменения вязкости жидкости при изменении температуры, поскольку трение жидкости в системе труб возрастает с увеличением вязкости и приводит к уменьшению скорости движения жидкости. При меньшей скорости движения потока требуется более продолжительный период времени для приведения системы к рабочей температуре.

При установке систем должны быть предусмотрены меры по предотвращению коррозии и решению проблем, связанных с эксплуатационными и термическими напряжениями. Производители систем труб для растапливания снега обычно выпускают справочные буклеты, в которых содержатся рекомендации по установке и обслуживанию систем. Чаше всего этими системами управляют вручную, однако, как и в случае с электрическими системами, возможна установка автоматического контроля.

Хотя стоимости установки электрических систем и систем труб сравнимы, годовая стоимость эксплуатации встроенных труб оказывается обычно значительно более низкой, особенно в тех случаях, когда эти системы подключаются к системам отопления

зданий. Тем не менее она приблизительно в 15 раз превышает стоимость борьбы со снегом механическими или химическими методами. Система труб обычно бывает менее гибкой по сравнению с электрической системой; она плохо приспособлена для периодического включения и обычно устанавливается только в строящихся объектах, поскольку не может быть установлена в уже существующих покрытиях.

Системы инфракрасного излучения

Использование ламп инфракрасного излучения обеспечивает поступление тепла непосредственно к поверхности снега или покрытий. Для предотвращения аккумуляции снега с успехом применяются электрические и газовые установки инфракрасного излучения. Однако поскольку такие лампы необходимо устанавливать непосредственно над обогреваемым участком, они могут использоваться только в пределах ограниченных участков, например, на тротуарах небольшой протяженности.

Основными преимуществами систем инфракрасного излучения по сравнению со встроенными системами обогрева служат короткий период разогрева и обогрева поступающим теплом пешеходов. Однако затраты энергии могут на 20—40 % превышать затраты энергии при использовании встроенных систем обогрева, следствием чего является более высокая стоимость эксплуатации систем инфракрасного излучения. Кроме того, лампы и рефлекторы инфракрасного излучения недолговечны. Принципы проектирования таких систем изложены в работах [2, 6].

ПЕРЕДВИЖНЫЕ СНЕГОТОПИЛЬНЫЕ УСТАНОВКИ

Общие характеристики

Еще в 1854 г. в Канаде была запатентована снеготопильная установка, предназначенная для очистки железнодорожных путей от снега. Установка должна была передвигаться по рельсам и представляла собой котел, в котором растапливается снег. Большое количество аналогичных патентов было опубликовано в ряде стран, особенно в США.

В противоположность встроенным системам обогрева расчет проектных значений расхода тепла для таких снеготаялок достаточно прост, поскольку большая часть тепла затрачивается на таяние. В хорошо спроектированных системах более 90 % расходуемого тепла используется для таяния снега и повышения тем-

пературы талой воды с целью предотвращения ее замерзания в процессе утилизации.

Разработаны различные методы прогрева среды, через которую тепло передается снегу и вызывает его таяние (обычно для этих целей применяется вода). Чаще всего горячие отработанные газы проходят по погруженным в воду трубам. К сожалению, объем технической информации о проектных характеристиках этих теплообменников, а также об их преимуществах и недостатках крайне ограничен.

Камеры сгорания большинства снеготаялок, как стационарных, так и передвижных, чаще работают на легких, а не на тяжелых фракциях нефти, поскольку при этом соответствующее оборудование для камер сгорания оказывается дешевле, а эксплуатационные расходы — меньше. Использование в качестве топлива природного газа будет способствовать упрощению конструкции стационарных снеготаялок, поскольку отпадает необходимость в установке топливных баков и насосов. Однако природный газ на практике не применяется, что связано с высокими ценами на газ. Другие источники энергии, такие как уголь и электричество, сколько-нибудь широкого распространения не получили.

Типы

Существует множество типов передвижных снеготаялок разных размеров. Размер снеготаялки обычно определяет ее способность растапливать данное количество снега в течение часа. Паспортная производительность может быть превышена в короткие периоды времени, особенно в тех случаях, когда перерабатывается очень влажный талый снег.

Небольшие снеготаялки производительностью от 22,5 до 67,5 т/ч буксируются к рабочему участку обычно с помощью оборудования типа транспортерных снегопогрузчиков, которые также используются для загрузки снега в снеготаялки. Эти конструкции предназначены для уборки снега на участках парковки машин и в районах торговых центров, где требуется высокая маневренность и мобильность в условиях ограниченного пространства.

Большие передвижные снеготаялки производительностью от 91 до 137 т/ч обычно устанавливаются на больших трейлерных шасси. Некоторые модели таких снеготаялок могут применяться только совместно с погрузочными машинами; другие модели могут самостоятельно передвигаться и загружать снег, для чего в передней части машин монтируется транспортер с целью подачи снега в большие снеготопильные котлы. Для постоянной работы в течение нескольких часов требуется установка больших топливных баков.

Эксплуатация

Портативные снеготаялки чаще всего применяются для уборки снега на обочинах улиц, расчищенных с помощью обычных снегоуборочных машин. Некоторые большие снеготаялки могут при движении по улицам растапливать накопившийся на поверхности снег. По возможности талая вода сливается в коллектор ливневых вод. При наличии хорошего стока талая вода может сбрасываться в водосточные канавы, что способствует очистке улиц от солей и мусора. В условиях плохого стока и холодной погоды для слива воды в коллекторы применяются шланги достаточно большого диаметра, чтобы обеспечить быстрое опустошение баков с талой водой и таким образом сократить перерывы в снегоуборочных работах и движении транспорта. До начала работ коллекторы должны быть очищены от мусора и льда.

Передвижные снеготаялки экономичны только в том случае, если их стоимость оказывается меньше стоимости других традиционных методов уборки снега. При сравнении финансовых затрат в общую стоимость снегоуборочных работ должны включаться амортизационные отчисления и расходы на снегоуборку, формирование снежных валов, обслуживание и эксплуатацию снеготаялок. В некоторых районах, например в центральных частях крупных городов, следует также учитывать такое преимущество использования снеготаялок, как сокращение задержек транспорта.

СТАЦИОНАРНЫЕ СНЕГОТАЯЛКИ

Общие характеристики

Диапазон размеров стационарных снеготаялок очень велик — от самых маленьких производительностью 22,5—91 т/ч, предназначенных для уборки снега на участках, подобных площадкам для стоянки автомашин, до больших агрегатов производительностью 225—730 т/ч. Производительность больших снеготаялок соответствует производительности нескольких больших снегопогрузчиков, каждый из которых работает с парком из шести или более вместительных грузовых автомобилей. Котлы для растапливания снега должны быть достаточно большими, чтобы вместить такие значительные массы снега.

Вода в котлах обычно подогревается при помощи нефтяных форсунок открытого огня, направленных пламенем вниз. Горячие отработанные газы проходят по трубам из нержавеющей стали, погруженным в воду. Для турбулизации воды с целью улучшения циркуляции водоснежной смеси из патрубков под давлением

может подаваться воздух или вода. Этот процесс способствует также взламыванию слоя снега и увеличению интенсивности теплообмена и снеготаяния. Грязь, песок и мусор, находящиеся в снегу, осаждаются на дно котла и должны периодически вычищаться грейферным или обычным ковшом. В современных конструкциях отсутствуют механические транспортеры для автоматического удаления отложений, поскольку наличие мусора, попадающего в котлы вместе со снегом, приводит к заклиниванию транспортеров.

Вода и снежура поступают из котла в водослив, расположенный на конце снеготаялки. Большие комки снега в водосливе разбиваются лопастным колесом или специальным скребком. Такие скребки способствуют также продвижению по водосливу снежуры, которая может затем вымываться в канализационную сеть при поступлении талой воды. Снежура в водосливе часто содержит большое количество взвешенных твердых частиц и мусора, в связи с чем могут возникать затруднения при сливе в коллекторы с недостаточными размерами.

Образующийся над котлами водяной пар может способствовать ухудшению видимости на близлежащих дорогах и улицах.

Образующийся над котлами водяной пар может способствовать ухудшению видимости на близлежащих дорогах и улицах. Этот эффект может быть сведен к минимуму в результате постоянной загрузки снега в котлы и контроля за температурой воды в них.

Факторы стоимости

Применение стационарных снеготаялок оправдано лишь в том случае, если стоимость переработки снега с их помощью равняется стоимости расчистки снега и разгрузки его на снежных свалках или не превышает ее. Стоимость транспортировки снега до снеготаялки, а также установки, обеспечения и эксплуатации котлов не должна превышать общей суммы затрат на перевозку снега до снежных свалок и расходов на обеспечение и эксплуатацию этих свалок. Суммарные затраты при использовании снеготаялок должны включать затраты на снегоочистку, формирование снежных валов, погрузку снега и его транспортировку до снеготаялок, затраты на установку, обеспечение и эксплуатацию снеготаялок, а также стоимость земли, на которой они установлены. При анализе стоимости снежных свалок следует учитывать стоимость подходящего участка, а также учитывать любые возникающие при организации свалки проблемы, такие как загрязнение окружающей среды и внешний вид ландшафта. Оставшийся после таяния снега мусор не только непригляден, но и

служит источником веществ, таких как соли или свинец, загрязняющих подземные воды.

Невозможно представить никаких общих стоимостных показателей применительно к стационарным снеготаялкам, поскольку эти показатели меняются от района к району и подвержены резким изменениям в периоды инфляции. В работе [13] проанализированы затраты на уборку снега в районе Оттавы, Онтарио. В табл. 15.2, заимствованной из этого доклада, приводятся данные о суммарных затратах и производительности растапливания снега различными установками на востоке Канады.

Таблица 15.2

Перечень существующих стационарных снеготаялок в восточной Канаде [13]

Год ввода в эксплуата- цию	Город	Капитальные вложения, тыс. дол.	Число горелок	Паспортная производи- тельность, т/ч
1962	Вестмаунт	252 250	10	364
1963	Монреаль		10	364
1964	Утремон		10	364
1964	Маунт-Рояль		5	182
1966	Монреаль		11	400
1967	Квебек		10	364
1968	Монреаль	726 000	20	728
1969	Монреаль	389 000	10	364
1969	Квебек	515 000	20	728
1970	Монреаль	505 671	10	364
1971	Квебек	540 000	20	728
1972	Монреаль		6	218
1972	Оттава	94 000	3	109

СПЕЦИАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ДЛЯ РАСТАПЛИВАНИЯ СНЕГА

Альтернативные источники тепла

В системах растапливания снега используются в основном традиционные источники тепла: газ, нефть, электроэнергия или уголь. Однако, поскольку стоимость их возрастает, необходимо рассматривать возможность применения иных источников. Один из очевидных альтернативных источников — избыточное тепло, вырабатываемое тепловыми электростанциями, при условии, что удастся разработать практические методы его использования.

Некоторые системы растапливания снега уже работают на новых источниках тепла. Одна из ранних установок растапливания снега работала на воде естественных горячих источников [8].

В Нью-Джерси было установлено экспериментальное обогреваемое покрытие, предназначенное для оценки возможности использования геотермальной энергии и тепла, запасенного в грунте, для растапливания снега [20]. В этой системе тепло грунта используется в процессе циркуляции раствора этиленгликоля по заглубленным в грунт трубам теплообменника, которые в свою очередь связаны с вмонтированными в покрытия трубами обогрева. По-видимому, такая система наиболее эффективна в условиях мягкого климата. Предполагается, что другим потенциальным источником обогрева и растапливания снега на тротуарах будет обычно термое в настоящее время тепло башенных охладителей [21]. Подобным же образом предлагается использовать отработанное тепло систем водяного охлаждения дизельных генераторов [10].

Специальные методы

Рассмотрим некоторые специфические методы растапливания снега. К таким методам относится очистка от снега с применением подогретого сжатого воздуха, открытого пламени или обогреваемых приспособлений с модифицированными турбореактивными двигателями [8]. Например, для очистки от снега могут применяться с некоторыми изменениями травосжигатели и оборудование для разбрызгивания химикатов. Разработаны также устройства обогрева для удаления снега и льда на выступах и по краям крыш главным образом с целью предотвращения формирования ледяных пробок.

Большой интерес вызвала разработка специальных устройств обогрева, предназначенных для удаления снега и льда на автострадах и взлетно-посадочных полосах аэропортов. В этом случае используются методы передачи тепла бетонным или асфальтовым поверхностям для ослабления их контакта с уплотненным снегом или льдом, которые очень трудно удалить обычной снегоуборочной техникой. Исследовательский комитет Британской Колумбии организовал проведение исследовательской работы, направленной на изучение возможности использования радиации для ослабления прочности контакта льда с покрытиями. Устройство, устанавливаемое на автомобиле, излучает энергию определенной длины волны, которая проникает сквозь тонкие корки поверхностного льда. Поступающего к нижележащему покрытию тепла оказывается достаточно, чтобы ослабить контакт со льдом и удалить ледяную корку обычным плужным снегоочистителем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adam T. N. 1950. Snow Melting. The Industrial Press, New York, N. Y.
2. ASHRAE. 1973. Handbook and Product Directory. Systems. Chapter 38: Snow melting. Am. Soc. Heat., Refrig. Air Cond. Eng., New York, N. Y.

3. Coulter R. G. and S. Herman. 1964. Control of snow and ice by induced snow melting. The City College Res. Found., New York, N. Y.
4. Division of Building Research. 1957. Literature survey of papers dealing with the use of heat for keeping roads sidewalks and parking areas free from snow and ice. Bibliography No. 8, Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont.
5. Felix R. 1971. Chauffage Electrique des Chaussees. Dunod, Paris.
6. Frier J. P. 1964. Design requirements for infrared snow-melting systems. Illum. Eng., Vol. 59, pp. 686—694.
7. George J. D. and C. S. Wiffen. 1965. Snow and ice removal from road surfaces by electrical heating. Highw. Res. Rec. 94, Highw. Res. Board, NAS-NRC, pp. 45—60.
8. Jorgensen R. and Associates. 1964. Non-chemical methods of snow and ice control on highway structures. Nat. Coop. Highw. Res. Prog. Rep. 4, Highw. Res. Board., NAS-NRC, Washington, D. C.
9. Kobold A. E. and G. H. West. 1960. Snow melting by electrical means. Ont. Hydro. Res. News, Vol. 12, No. 37, pp. 18—24.
10. Mason H. G. 1971. Heat pipe: Economical Snow Melting Device? Heat-Piping-Air Cond., Nov., pp. 75—79.
11. Potter W. G. 1967. Electric snow melting systems. ASHRAE J., Oct., pp. 35—44.
12. Penman H. L. 1956. Evaporation: An introductory survey. Neth. J. Agric. Sci., Vol. 4, No. 1, pp. 9—29.
13. Richards J. L. and Associates; Labrecque, Vezina and Associates. 1973. Snow disposal study for the national capital area, Ottawa, Ont.
14. Schneider T. R. 1962. Schneeverwehungen und Winterglatte (Snowdrifts and winter ice on roads). Interner Bericht Nr. 302, 1959. Eidgenossisches Institute für Schnee-und Lawinenforschung (English Transl. by Div. Building Res., Nat. Res. Counc. Can., Tech. Transl. 1038).
15. Wiffen A. C. and P. J. Williamson. 1963. Electrical heating of roads to prevent the formation of ice and frost. Heating (London), Vol. 24, pp. 41—47.
16. Williams G. P. 1974a. Heat requirements of snow melting systems in Canada. Tech. Pap. 418, Div. Building Res., Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont.
17. Williams G. P. 1974b. Design heat requirements for snow melting systems. Can. Build. Digest 160, Div. Building Res., Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont.
18. Williams G. P. 1975a. Surface heat losses from heated pavements during snow melting tests. Tech. Pap. 427, Div. Build. Res., Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont.
19. Williams G. P. 1976. Design heat requirements for embedded snow melting systems in cold climates. Transp. Res. Rec. 576, Transp. Res. Board, NAS-NRC, pp. 20—32.
20. Winters F. 1970. Pavement heating, snow removal and ice control research CRREL, Sp. Rep. 115, Highw. Res. Board, NAS-NRC, pp. 129—145.
21. Worden A. 1972. Heat reclaimed in office air conditioning melts snow full time. Heat-Piping-Air Cond., June, pp. 59—63.

Глава 16

Контроль снегопереноса

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени опубликовано довольно много работ по проблеме снегопереноса. В этой литературе освещается практический опыт использования методов контроля снегопереноса применительно к автомагистралям, железным дорогам и зданиям. В настоящей главе рассматривается лишь некоторая часть имеющейся информации и накопленного опыта; более детальное изложение частных вопросов приводится в работах, указанных в списке литературы. С представленной информацией, по-видимому, наиболее полезно ознакомиться инженерам, имеющим некоторый опыт решения проблем снегозаносимости или занимающихся вопросами контролирования снегопереноса на неизученных территориях.

Метелевый перенос создает известные проблемы в районах прерий и в северной части Северной Америки. Сильные заносы могут наблюдаться на юге Онтарио, на Атлантическом побережье Канады и даже на юге США. В тех районах, где метелевый перенос представляет собой обычное явление, здания, шоссе и железные дороги часто проектируются с целью уменьшения снегозаносимости, а с началом каждого зимнего сезона нередко устанавливаются снегозащитные сооружения типа снегозадерживающих щитов. В результате в таких районах снежные заносы обычно вызывают меньше затруднений, чем в районах, где сильный метелевый перенос наблюдается относительно редко.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ

Подробное изложение основ механики переноса снега под действием ветра и критериев моделирования, используемого для изучения этого процесса, дано в главе 8. В настоящей главе приводится лишь краткий обзор основных принципов контроля снегопереноса.

К важнейшим факторам, определяющим формирование снежных заносов, относятся количество и тип снега, скорость и направление ветра, а также характеристики местности (включая препятствия), над которой происходит метелевый перенос. Поскольку каждый из перечисленных факторов крайне изменчив,

большие трудности возникают при прогнозировании снеготранспорта конкретных участков в отсутствие многолетних полевых наблюдений.

Физические свойства снега, в особенности сцепление в поверхностном слое, определяют возможность его переноса. Если в результате таяния и последующего замерзания на поверхности формируется твердая корка, отдельные снежные зерна крепко цементируются между собой. Ветер сам по себе уплотняет поверхность снега, в результате чего спустя несколько часов после его усиления поверхность становится достаточно прочной, чтобы противостоять ветрам, при которых обычно начинается перенос рыхлого свежеснеженного снега. В таком случае наиболее интенсивный снеготранспорт должен наблюдаться в процессе выпадения снега, либо примерно в течение суток с момента окончания снегопада. Снег, аккумулирующийся в заносах, как правило, остается на месте до тех пор, пока полностью не стает. Однако при сильном ветре может происходить дефляция слоев уплотненного снега и возобновление процесса метелевого переноса. Эта особенность наиболее характерна для районов Арктики и прерий, где воздух обычно бывает сухим и холодным и на поверхности снега редко возникают корки, для формирования которых необходимо ежесуточное протаивание и замерзание. Исключение составляет период, непосредственно предшествующий весеннему снеготаянию.

Скорость ветра определяет количество переносимого снега, а направление — участки его аккумуляции. Снег в процессе метелевого переноса движется параллельно поверхности Земли; при этом основная масса его переносится в слое высотой менее 1,5 м. Большая часть снега переносится в результате скачков или волочения частиц (сальтации) вдоль поверхности грунта или снега. Минимальная скорость ветра, при которой начинается перенос сухого свежеснеженного снега, составляет от 3,5 до 4,5 м/с и определяется характеристиками снега [18]. Эксперименты показали, что масса переносимого снега зависит от скорости ветра в кубе, поэтому даже небольшое изменение скорости ветра может существенно повлиять на количество переносимого снега.

Отложение снега происходит в результате уменьшения скорости ветра вблизи препятствий. Форма и размер заносов определяются формой и размером препятствий и их ориентацией по отношению к направлению ветра. Рихтер [1], классифицируя заносы, выделил две общие группы: снежные барханы (заносы, имеющие в плане форму полумесяца), образующиеся под действием сильных порывистых ветров, и снежные волны, формирующиеся под действием умеренных ветров, способных, однако, переносить огромные массы рыхлого снега. Форма и размер непадающих в эти две группы заносов могут сильно меняться. Типичные формы заносов, образующихся при наличии нескольких

основных типов препятствий, показаны на рис. 16.1. У основания вертикальной стенки, перпендикулярной ветровому потоку (рис. 16.1 а), образуется выемка. В результате завихрений снег выдувается из выемки и откладывается на участках по направлению движения ветрового потока. С подветренной стороны верти-

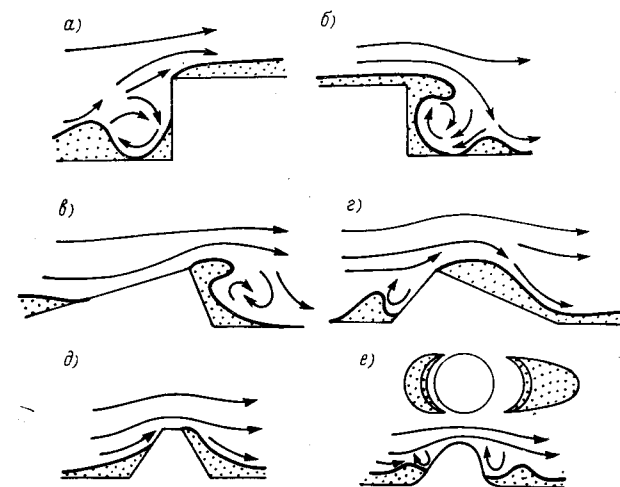


Рис. 16.1. Форма отложений метелевого снега, образующихся при наличии типичных препятствий [1].

а — наветренная вертикальная стенка, б — подветренная вертикальная стенка, в — узкая гряда с пологим наветренным склоном, г — узкая гряда с крутым наветренным склоном, д — невысокая гряда с симметричными склонами, е — изолированное возвышающееся препятствие.

кальной стенки (рис. 16.1 б) обычно образуется снежный карниз и снежный надув. Сходная форма отложений образуется при наличии узкой гряды с крутым подветренным склоном (рис. 16.1 в); противоположный эффект наблюдается при наличии крутого наветренного склона (рис. 16.1 г).

Характер снежных заносов зависит от формы препятствий, их количества, скорости и направления ветра, поэтому рис. 16.1 лишь в общем виде характеризует формы заносов, которые могут встречаться в естественных условиях. Некоторые из приведенных форм снежных отложений могут существенно отличаться в условиях Арктики [8].

БОРЬБА СО СНЕЖНЫМИ ЗАНОСАМИ РАЦИОНАЛЬНЫМ ПРОЕКТИРОВАНИЕМ И РАЗМЕЩЕНИЕМ СООРУЖЕНИЙ

Зависимость снеготранспорта от скорости ветра, характеристик снега и местности не позволяет разработать специфические критерии проектирования сооружений. Тем не менее несколько

экспериментов в аэродинамической трубе и полевые исследования позволяют сделать некоторые выводы.

Рутс и Суитинбенк [16] рекомендуют придерживаться следующих советов:

1) в арктических районах предпочтение следует отдавать приподнятым над поверхностью сооружениям; в этом случае ветер ускоряется под сооружением, а переметаемый снег проносится и откладывается на подветренных участках;

2) прямоугольные в плане объекты должны располагаться так, чтобы их длинная ось совпадала с направлением преобладающего метелевого переноса;

3) верхняя плоскость препятствий должна быть как можно более обтекаемой; в некоторых случаях, например, при необходимости хранения оборудования или материалов на снегозаносимых участках, может оказаться целесообразным возведение плоской гладкой крыши;

4) во избежание смыкания заносов расстояния между сооружениями с подветренной стороны должны по крайней мере в 30 раз превышать их высоты. При наличии достаточной площади объекты следует располагать вдоль линии, перпендикулярной направлению преобладающих ветров, поскольку иначе заносы могут наложиться друг на друга.

Жердел [8] указывает, что горизонтальные размеры заносов, образующихся с подветренной стороны низких препятствий, могут более чем в 10 раз превышать высоту этих препятствий. Рутс и Суитинбенк [16] утверждают, что в Антарктиде длина снежных заносов в несколько сот раз превышает их ширину, и рекомендуют размещать объекты вдоль направления преобладающих ветров, причем расстояние между объектами должно не менее чем в 30 раз превышать их высоту. Вблизи препятствий высотой до 2 м высота заносов возрастает прямо пропорционально высоте препятствий. При наличии более высоких препятствий, возвышающихся над насыщенным снегом ветровым потоком, эта связь нарушается, и увеличение размеров заносов с ростом высоты препятствий становится менее выраженным. Если высота препятствия достаточна для того, чтобы оно не было погребено под формирующимися во время метелей заносами, то заносы растут до определенной высоты. Значительно возвышающиеся над слоем снегопереноса здания отклоняют снеговетровой поток, в результате чего форма снежных заносов вблизи таких зданий значительно отличается от формы заносов возле низких сооружений [8]. При температуре воздуха выше -10°C на подветренной стене сооружения может образоваться свешивающийся снежный карниз, что приводит к существенному увеличению снеговой нагрузки на край крыши.

Трудности, обусловленные образованием снежных заносов, могут быть сведены к минимуму, если длинная ось здания распо-

ложена параллельно направлению преобладающих метелевых ветров [17]. Снежный надув, формирующийся за короткой стороной здания, обычно меньше надува за длинной стороной здания. Здание, имеющее в плане форму простейшего прямоугольника и стены без углов или выступов, оказывается наиболее приемлемым для уменьшения нежелательной аккумуляции снега. Наи-

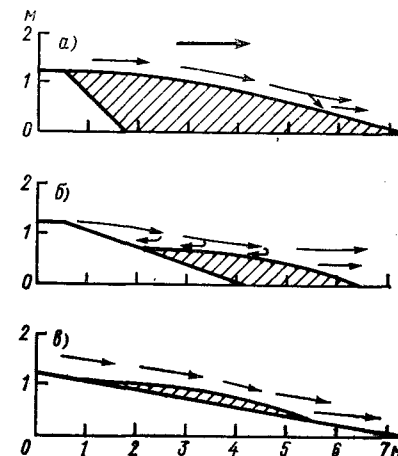


Рис. 16.2. Влияние наклона препятствия на снегозаносимость [7].

а) наклон 1:1, б) 1:3, в) 1:6; жирной стрелкой указано направление ветра, заштрихованная область — зона снегозаносимости.

более сильные заносы могут возникать, когда угол между направлением ветра и стеной здания отличается от 90° . Если несколько отдельных зданий расположены поблизости друг от друга, отдельные снежные надувы перекрываются между собой и образуют один большой надув. В принципе здания должны размещаться недалеко друг от друга рядами с продольной осью, параллельной направлению метелевого ветра. Дороги желательно прокладывать параллельно направлению ветра между рядами зданий. Хотя характеристики местности часто ограничивают возможности строительства зданий и дорог, необходимо как можно ближе придерживаться указанных правил.

Основополагающий принцип при проектировании и размещении сооружений заключается в поддержании скорости ветра и, следовательно, в предотвращении аккумуляции снега. На обтекаемых склонах снегозаносимость уменьшается (рис. 16.2) [7]. Препятствия с крутыми откосами (наклон поверхности 1:1) характеризуются повышенной снегозаносимостью; при наличии пологих откосов (1:6) снегозаносимость существенно уменьшается. Поверхность естественных снежных заносов имеет наклон примерно 1:6. На равнине дороги следует прокладывать на насыпи, высота которой должна превышать ожидаемую толщину снежного покрова, с целью повышения скорости ветра над дорожным по-

лотном. При необходимости строительства шоссе или дорог перпендикулярно направлению метелевого ветра высота насыпи должна быть приблизительно на 20 % больше, чем при прокладывании дорог параллельно направлению ветра [18]. Наиболее снегозаносимы дороги, врезанные в склоны под углом к направлению метелевых ветров. На переходных участках между дорогами, врезанными в склоны, и дорогами на насыпях скорость ветра уменьшается, что способствует увеличению снегозаносимости. В горных районах особенно сильные заносы могут наблюдаться на дорогах в полке. В сложных ситуациях при необходимости возведения сооружений неправильной формы в холмистой или покрытой растительностью местности оптимальное размещение сооружений может устанавливаться при помощи модельных испытаний в аэродинамической трубе или водяном потоке [17].

СНЕГОРЕГУЛИРОВАНИЕ ПРИ ПОМОЩИ СНЕГОЗАЩИТНЫХ НАСАЖДЕНИЙ

Цель посадки деревьев и других видов растительности при борьбе со снежными заносами заключается в осаждении перемещаемого снега до того, как он достигнет защищаемого участка. Живая изгородь и лесополосы обеспечивают эффективную защиту и способствуют украшению ландшафта. Однако использование снегозащитных насаждений возможно только на обширных площадях.

Финней [6] исследовал методы борьбы со снежными заносами при помощи лесонасаждений и выяснил следующее:

- 1) защитные насаждения должны располагаться на соответствующем расстоянии от защищаемого объекта; при этом следует учитывать густоту лесонасаждений, возраст деревьев и их вид;
- 2) для эффективного снегорегулирования нецелесообразно высаживать более трех рядов деревьев — двух рядов деревьев при условии их правильного размещения может оказаться вполне достаточно;
- 3) деревья должны высаживаться близко друг к другу, если для защиты используется один ряд деревьев; при наличии трех и более рядов расстояние между деревьями не должно превышать двух диаметров крон;
- 4) эффективная длина защищаемого участка в среднем в 15 раз превышает вертикальные размеры препятствия, однако этот показатель может сильно меняться;
- 5) скорость ветра не влияет на размеры участка завихрений вблизи препятствия, но определяет положение снежных заносов, поскольку при наличии сильных ветров заносы располагаются ближе к препятствию с подветренной стороны.

Выбор видов деревьев и густоты их насаждения в лесополосах определяется не только требованиями к эффективности снегозащиты, но также наличием пространства для размещения насаждений, формой землеустройства, почвенными и климатическими

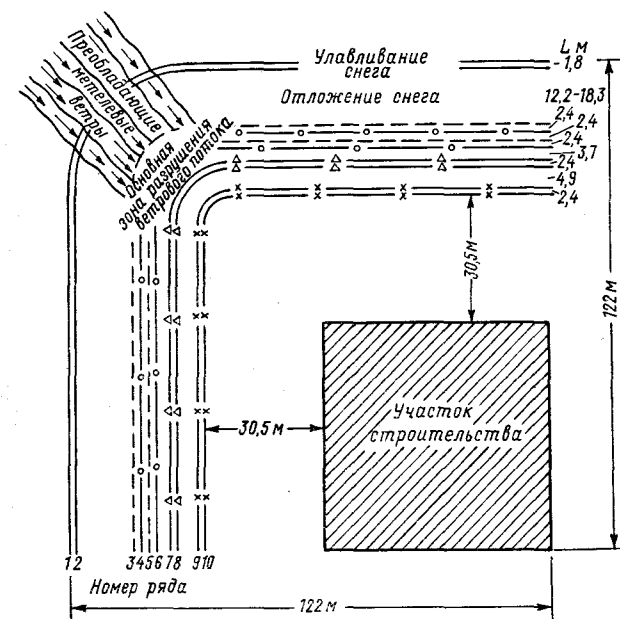


Рис. 16.3. План посадок для защиты от снежных заносов в районах прерий и равнин [2].
L — расстояние между рядами.

условиями, подверженностью заболеваниям, продолжительностью жизни и скоростью роста насаждений. Часто предполагается, что деревья и кустарники после посадки не требуют ухода, однако в действительности это не так. При отсутствии постоянного ухода никогда не будут достигнуты оптимальные снегозащитные характеристики. Расчеты показывают, что стоимость борьбы со снежными заносами при помощи снегозащитных насаждений равняется от одной трети до половины годовой стоимости возведения деревянных снегозадерживающих заборов; при этом эффективность насаждений спустя семь лет оказывается выше эффективности применения заборов [18].

В случае благоприятных для роста деревьев почвенных и климатических условий при посадке предпочтение обычно отдается хвойным, а не лиственным породам, поскольку у последних наименьшая сомкнутость крон наблюдается именно в тот период, когда она более всего необходима для снегозадержания. Однако

Таблица 16.1
Виды кустарников и деревьев, которые могут использоваться в качестве снегозащитных насаждений [2]

Число рядов в полосе	Тип ветровой защиты ¹	Рекомендуемые виды по рядам ²			
		Наветренная сторона	II ряд	III ряд	IV ряд
1	Кустарник	Карагана Черемуха виргинская Жимолость Слива американская			
2	Кустарник	Карагана Черемуха виргинская Сирень обыкновенная Жимолость Слива американская	Слива американская Жимолость Лох узколистный Шефердия серебристая		
2	Кустарник, вечно-зеленые растения	Карагана Черемуха виргинская Сирень обыкновенная	Можжевельник виргинский Скальных гор Можжевельник виргинский Ель восточный Ель колючая Сосна желтая		
3	Кустарник, низкорослые деревья, вечнозеленые растения	Карагана Черемуха виргинская Сирень обыкновенная Жимолость Слива американская	Ясень зеленый Клен ясенелистный Каркас Вяз мелколистный Ильм американский	Можжевельник виргинский Скальных гор Можжевельник виргинский Ель колючая Сосна желтая	

Число рядов в полосе	Тип ветровой защиты ¹	Рекомендуемые виды по рядам ²			
		Наветренная сторона	II ряд	III ряд	IV ряд
4	Кустарник, низкорослые деревья	Карагана Черемуха виргинская Сирень обыкновенная Жимолость Слива американская	Ясень зеленый Клен ясенелистный Каркас Вяз мелколистный Ильм американский	Ясень зеленый Клен ясенелистный Каркас Вяз мелколистный Ильм американский	Слива американская Черемуха виргинская Лох узколистный Шефердия серебристая Сирень обыкновенная Жимолость Карагана

¹ Любой из перечисленных видов может быть выбран для любых хорошо осушенных нещелочных почв от супесей до жирных суглинков. На низменных участках следует высаживать черенками однолетние саженцы ветлы блестящей желтой русской. Использование вечнозеленых деревьев, в особенности ели, ограничено 100° з. д.

² Расстояние между рядами может меняться в пределах от 1,2 до 2,5 м. Расстояние между отдельными растениями в рядах должно быть принято согласно следующим положениям: все кустарники в I ряду должны высаживаться на расстоянии 0,6—1 м друг от друга; все кустарники во II, III и IV рядах — на расстоянии 0,9—1,2 м; все низкорослые широколиственные деревья во II или III ряду — на расстоянии 1,2, 1,5 или 1,8 м; все вечнозеленые деревья — на расстоянии 1,2, 1,5 или 2 м друг от друга и на расстоянии от 3,7 до 4,9 м от высоких деревьев, таких как вяз или клен ясенелистный. Рекомендации по пространственному расположению даны с учетом того, что все погибшие растения будут заменяться.

нижние ветви хвойных деревьев с возрастом имеют тенденцию к отмиранию, в результате чего сомкнутость лесного полога в слое снегопереноса становится недостаточной [18]. Вильямс [21] приводит случай, когда интенсивный снегоперенос наблюдался в пространстве между землей и ветками деревьев. Чтобы заполнить этот промежуток, рекомендовано высаживать ряд кустарников.

Некоторые виды деревьев и кустарников, которые можно высаживать с целью снегозадержания в районах прерий и равнинных районах севера США, перечислены в работе [2] (табл. 16.1, рис. 16.3). Рекомендуется выбирать низкорослые, густые у поверхности Земли, морозоустойчивые и приспособленные к широкому диапазону почвенных и климатических условий виды растительности. В конце зимы снегозащитные насаждения могут оказаться погребенными под снежными заносами, поэтому отдельные деревья и кустарники должны выдерживать значительные снеговые нагрузки.

Основные недостатки использования деревьев и кустарников в снегозащитных полосах заключаются в длительности периода (несколько лет) роста насаждений и трудности перемещения насаждений с целью исправления любых ошибок, допущенных при первоначальном их размещении и ориентации. Оптимальное размещение насаждений до начала их посадки может быть выяснено при помощи переносных снегозадерживающих щитов. Высота насаждений должна быть не менее 2,5 м. Деревья и кустарники следует высаживать длинными рядами; группы деревьев также эффективны в качестве снегозадерживающего средства, однако в этом случае требуются большие площади.

СНЕГОЗАДЕРЖИВАЮЩИЕ И СНЕГОПЕРЕДУВАЮЩИЕ ЗАБОРЫ

Общие замечания

Наиболее распространенным методом борьбы со снежными заносами служит использование снегозадерживающих и снегопередувающих заборов. Поскольку снегонасыщенность ветрового потока приблизительно пропорциональна кубу ее скорости, даже небольшое уменьшение скорости приводит к отложению значительных масс снега. Снегозадерживающий забор устанавливается с целью уменьшения скорости ветра и осадения снега из снеговетрового потока. Обычно расположение снегозаносимых участков известно из опыта, а при строительстве новых объектов — по данным наблюдений в течение одной зимы. При отсутствии такой информации эффективность применения снегозадерживающих за-

боров становится довольно неопределенной. Заборы устанавливаются с наветренной стороны от защищаемого участка и ориентируются перпендикулярно направлению метелевых ветров так, чтобы снег отлагался перед заборами или за ними [17].

Когда снегозадерживающие заборы рассматриваются в качестве снегозащитного средства применительно к строящимся

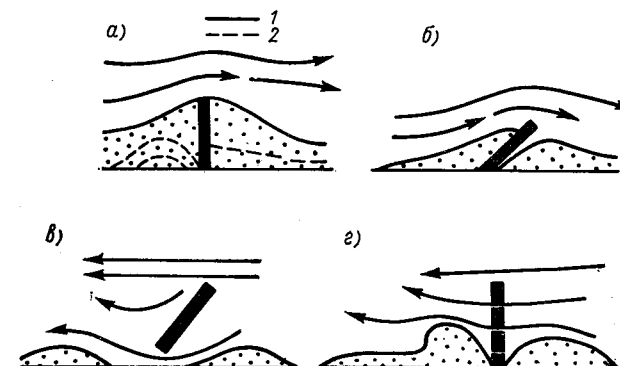


Рис. 16.4. Снегоотложение вблизи снегозадерживающих заборов различных типов [1].

а — сплошной забор, б — наклонный сплошной забор, в — ветроотражательный щит, г — забор с разреженной обрешеткой; 1 — промежуточная стадия развития снежных заносов, 2 — окончательная форма.

сооружениям, необходимо тщательно оценить результаты, которые могут быть получены при рациональном проектировании и размещении сооружений. При этом расходы на строительство могут быть значительно увеличены, однако единовременные затраты такого рода будут способствовать полному решению проблемы снегозаносимости и за продолжительный период в конечном счете окупят себя.

В работе Рихтера [1] рассматриваются формы снежных отложений, образующихся вблизи сплошного забора, наклонного сплошного забора, снеговывушающего забора и забора с разреженной обрешеткой (рис. 16.4). Поскольку при наклоне забора уменьшается его эффективная высота, наклонные заборы применяются редко.

Выбор материала и конструкция заборов определяются экономическими факторами, а также доступностью и наличием пространства для размещения заборов. Поскольку при использовании разреженной обрешетки давление ветра на забор меньше, чем в других случаях, при изготовлении таких заборов могут применяться более легкие материалы. Наиболее широко распространены вертикальные заборы с разреженной обрешеткой. Поскольку при использовании сплошных заборов или стенок менее протя-

женные заносы формируются с подветренной стороны, то применение такого типа защиты наиболее целесообразно при ограниченном пространстве. Основные недостатки сплошных заборов заключаются в высокой стоимости материалов и необходимости возведения прочного фундамента.

Высота заборов

Таблер [20] утверждает, что в качестве снегозадерживающего средства высокие заборы более эффективны, чем низкие. Скорость ветра за забором уменьшается с увеличением его высоты. Однако, поскольку значительная часть метелевого снега переносится в небольшом прилегающем к поверхности грунта или снега слое, то снегозадерживающую способность сооружения обуславливает уменьшение скорости ветра в этом слое, а не улавливание дополнительного количества снега из более высоких слоев. Таблер, использовавший заборы высотой 3,8 м в рамках проекта по защите дорог штата Вайоминг от снежных заносов, считает заборы такой высоты наиболее экономичными с точки зрения их снегосборности. Согласно его расчетам, стоимость такого забора составляет одну треть стоимости системы из четырех заборов высотой 1,8 м при тех же значениях снегосборности. Согласно рис. 16.5, высота забора, равная 3,8 м, может быть близка к максимальным высотам, характеризующимся наименьшими затратами на единицу запасенного водного эквивалента.

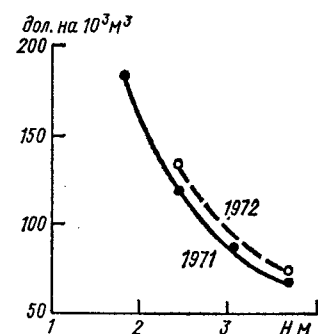


Рис. 16.5. Зависимость стоимости возведения забора, отнесенной к объему отложенного снега в пересчете на водный эквивалент (долл. на 10^3 м^3), от высоты забора H [20].

Высота переносных щитов может быть меньше. Тем не менее при необходимости их перестановки в процессе снегонакопления требуются значительные затраты средств и времени.

При выборе высоты забора следует учитывать прежде всего ожидаемую толщину слоя свежеснегавшего снега и объем метелевого переноса, зависящий также от характеристик снегопадов. Необходимо проводить наблюдения за условиями, при которых происходит снегоперенос. Если метелевый перенос возникает в условиях маломощного снежного покрова, требуемая высота забора оказывается значительно меньшей, чем в условиях снегопереноса в период обильных снегопадов или после них [18].

В районах со слабыми умеренными снегопадами высота заборов от 1,2 до 1,8 м обычно оказывается вполне достаточной. Даже

на участках формирования сильных заносов два параллельных ряда относительно низких недорогих проницаемых заборов могут быть более экономичными, чем один высокий дорогостоящий забор.

Проектирование и размещение

При проектировании и размещении большинства типов снегозадерживающих заборов обычно руководствуются несколькими общими правилами. Между основанием обрешетки заборов и поверхностью земли должен иметь просвет. Тогда непосредственно перед забором и за ним возникают завихрения, что препятствует его зарабатыванию по крайней мере до тех пор, пока снежный шлейф не достигнет основания забора. Нижний просвет способствует также уменьшению давления снега на забор и вероятности разрушения нижней части обрешетки под влиянием влаги. Размер нижнего просвета меняется в зависимости от типа забора и от количества снега. По мнению некоторых авторов, просвет должен составлять $1/7$ высоты забора, т. е. при высоте забора 1,2 м нижний просвет должен быть равен приблизительно 17 см [18].

Чем больше сплошность, определяемая как отношение площади проекции твердых конструкций к общей площади проекции забора, тем больше протяженность снежного шлейфа и меньше его толщина.¹ Максимальная снегосборная способность проницаемых заборов наблюдается при сплошности 40—60 %. Сплошность проницаемого забора — наиболее важная характеристика, определяющая объем отлагающихся снежных заносов [14]. Результаты полевых испытаний и экспериментов в аэродинамической трубе показывают, что форма размещения панелей в заборах (вертикальная, горизонтальная, наклонная) и тип материала (дерево, металл и др.) не имеют значения [17].

Оптимальное расстояние от забора до защищаемого участка или объекта меняется в зависимости от характеристик ветра и переносимого снега. На практике при отсутствии достаточной информации проницаемые заборы должны устанавливаться с наветренной стороны от защищаемого объекта на расстоянии от него в 15—20 раз превышающем их высоты. Шнейдер [18] по данным различных авторов составил таблицу рекомендуемых расстояний l от защищаемого объекта, которые для забора высотой 1 м и просветностью 50 % имеют следующие значения:

Источник . . .	[3]	[4]	[5]	[9]	[10]	[11]	[12]	[13]	[19]
l м	18	25	14	10—18	22	15	15—20	22	10—20

¹ В СССР применяется термин *просветность* p , обратный сплошности d . Величины связаны между собой формулой $p = 1 - d$. (Прим. ред. пер.)

При сравнении такого рода данных следует ожидать разброса рекомендуемых значений.

На рис. 16.6 показана зависимость между сплошностью и расстоянием от забора до защищаемого участка, предложенная Пугухом [15]. Например, забор высотой 2 м, сплошность которого составляет 50 %, должен устанавливаться на расстоянии приблизительно 26 м от защищаемого участка. На практике размещение

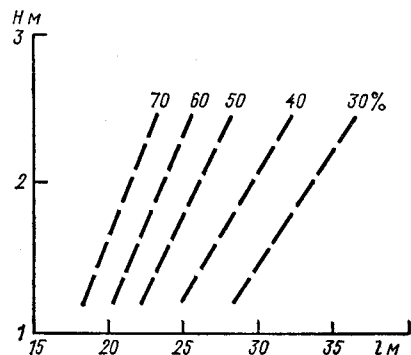


Рис. 16.6. Зависимость между высотой H забора и расстоянием l от забора до защищаемого участка при различных значениях сплошности забора (%) [15].

заборов часто зависит от ряда других факторов, таких как форма земельного владения и характер размещения зданий.

Поскольку длина снежного шлейфа, формирующегося за сплошными заборами, примерно в десять раз превышает высоту заборов, следует выдерживать указанное расстояние между забором и зданием или дорогой. Если длина сплошного забора больше ширины защищаемого здания, а расстояние между ними в пять раз превышает высоту забора, в пространстве между зданием и забором возникает сильная турбулентность, в результате чего снег на этом участке практически не отлагается. Снегозаносимость такого участка, однако, резко увеличивается, если направление ветра изменяется и становится перпендикулярным забору [17].

Если метелевые ветры имеют более одного господствующего направления, что бывает довольно часто, следует устанавливать несколько снегозадерживающих заборов. В районах с большими ожидаемыми объемами снегопереноса заборы возводятся рядами, причем расстояние между рядами должно быть в 10 раз больше высоты заборов. Пугух [15] предложил некоторые основные схемы размещения рядов заборов (рис. 16.7). Выбор конкретной схемы определяется направлением преобладающих ветров и его ожидаемой изменчивостью. Должны учитываться и другие факторы, такие как наличие свободного пространства, почвенные условия и толщина снега. Первая попытка установки заборов редко дает удовлетворительные результаты; наиболее рациональное разме-

щение заборов определяется в процессе полевых наблюдений за формой снежных заносов.

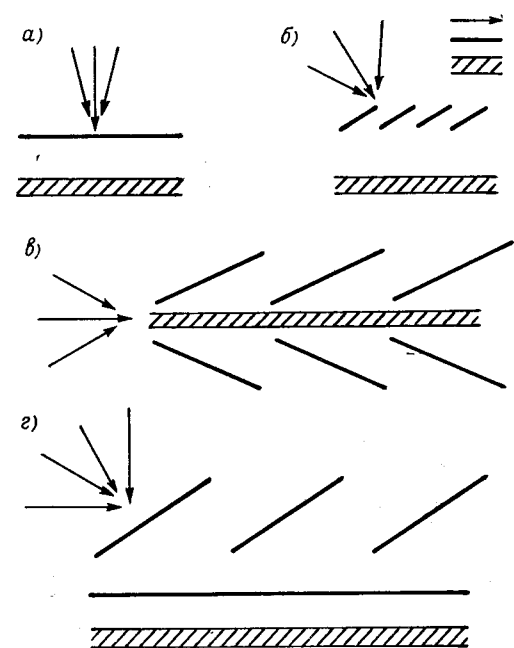


Рис. 16.7. Основные схемы размещения снегозадерживающих заборов [15].

а — параллельное, б — ступенчатое, в — «елочкой», г — комбинированное: параллельное и ступенчатое; 1 — направление ветра, 2 — забор, 3 — дорога.

Специальные типы заборов

Снегопередающие заборы (рис. 16.8) по внешнему виду напоминают поставленные на опоры под наклоном столешницы. При прохождении воздушного потока под панелью его скорость возрастает и наблюдается вынос снега приблизительно на расстоянии 6 м от забора. Такие сооружения наиболее эффективно применяются для предотвращения образования локальных снежных заносов за насыпями или выемками. Наклон панели должен быть приблизительно равен наклону подветренного откоса, но не менее 30° [17].

Отклоняющие заборы представляют собой вертикальные щиты или стенки высотой 2,4—3 м, отклоняющие ветер в горизонтальном направлении с целью повышения его скорости и увеличения локального выноса снега. Шнейдер [18] приводит пример защиты железной дороги в Швейцарии путем возведения ветроотклоняющих стенок высотой в несколько метров. Потребовалось несколько лет экспериментов, прежде чем были получены удовлетворительные результаты. Такая защитная стенка осо-

бенно эффективна в горных районах, где обычные снегозадерживающие заборы быстро заносятся снегом.

Отклоняющие заборы могут также с успехом применяться для предотвращения занесения снегом входов в здания (см. рис. 16.8). Один из принципиальных недостатков таких заборов — непривлекательный вид. Следует тщательно следить за эксплуатацией таких заборов, поскольку при некоторых направлениях

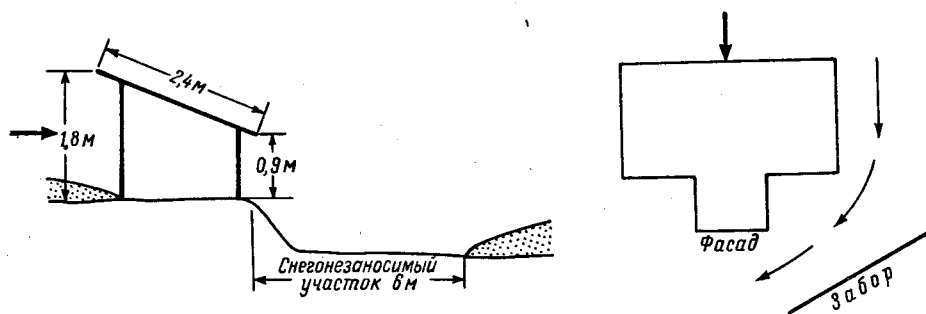


Рис. 16.8. Типы снегопредувающих и отклоняющих заборов [17].

слева — снегопредувающий забор, справа — отклоняющий забор, установленный с целью защиты от заносов фасада здания; жирной стрелкой указано направление ветра.

ветра они могут работать как непроницаемые снегозадерживающие заборы [17].

Дополнительные замечания

К основным требованиям, предъявляемым ко всем снегозадерживающим временным забора, относятся экономичность, простота установки осенью и снятия весной для хранения. Важным фактором служит и долговечность материала. В последние годы появилась тенденция к использованию заборов заводского изготовления. При проведении обширных программ по снегорегулированию с применением заборов часто решающими факторами при выборе типа и размещения снегорегулирующих сооружений является их экономичность и наличие пространства для установки заборов, а не их аэродинамические характеристики.

Направляющие рельсы, ограды и прочие сооружения могут работать как снегозадерживающие заборы и вызывать нежелательное образование заносов. Снегозаносимость до некоторой степени может быть уменьшена путем планирования размещения направляющих рельсов и введения ограничений в возведении частных оград и сооружений вблизи дорог и зданий. Валы и кучи снега, образующиеся в процессе снегоочистки, также могут вызывать нежелательное формирование заносов, однако этот недо-

статок может быть обращен в достоинство при рациональном размещении валов. При достаточном пространстве для работы снегоуборочной техники на расстоянии 15 м с наветренной стороны от защищаемого объекта или участка следует создать валы снега высотой приблизительно 1,2 м. Эта операция может быть осуществлена только после выпадения достаточного количества снега и должна повторяться по мере того как валы заносятся снегом [17].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. — М., Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
2. Bates C. G. and J. H. Stoeckler. 1942. Planting to control drifts on highways. Eng. News Rec., Vol. 129, p. 92.
3. Croce K. 1943. Messversuche an Schneezäunen in Winter 1940/41 und 1941/42. SLF Fremdb. Nr. 2034.
4. Croce K. 1956. Messversuche an Schneezäunen in Winter 1943/44. Arbeitsbericht C3 des Bauhofes für den Winterdienst in Inzell.
5. Finney E. A. 1934. Snow control on the highways. Bull. 57, Mich. Eng. Exp. Stn., Ann Arbor, Mich.
6. Finney E. A. 1937. Snow control by tree planting. Bull. 75, Mich. Eng. Exp. Stn., Ann Arbor, Mich.
7. Finney E. A. 1939. Snowdrift control by highway design. Bull. 86, Mich. Eng. Exp. Stn., Ann Arbor, Mich.
8. Gerdel R. W. 1960. Snow drifting and engineering design. Meteorol. Mono. 22, Am. Meteorol. Soc., Vol. 4, pp. 57—64.
9. Hjort I. 1928. Ona snösskydd, narga erfarenheter från den gangna vintern. Svenska Vagforening, Tid. 15.
10. Kreutz W. 1954. Untersuchung von Schneeablagerungen an Schutzgittern. Strasse und Autobahn 5, Heft 2.
11. Lawrence N. G. 1947. Drift control by snow fences. The Surveyor and Municipal and County Eng., Dec. 12.
12. Petersen F. 1942. Schutzanlagen gegen Schneeüberwehungen an Strassen. Bau-technik 20, Heft 50/51.
13. Price W. I. J. 1954. How to use fences to prevent roads being blocked by snow. Roads and Road Constr., No. 32, pp. 7—10.
14. Price W. I. J. 1961. The effect of the characteristics of snow fences on quantity and shape of the deposited snow. Int. Union Geod. Geophys., Gen. Assem. Helsinki, Snow and Ice, Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 54, pp. 89—98.
15. Pugh H. 1950. Snow fences. Road Res. Pap. 19, Road Res. Lab., H. M. Stationary Office., London.
16. Roots E. F. and C. W. M. Swithbank. 1955. Snowdrifts around buildings and stores. Polar Rec., Vol. 7, No. 50, pp. 380—387.
17. Schaefer P. A. 1972. Control of snow drifting about buildings. Build. Digest, CBD 146, Div. Build. Res., Nat. Res. Council, Ottawa, Ont.
18. Schneider R. 1959. Schneeverwehungen und Winterglätte (Snowdrifts and winter ice on roads). Interner Bericht Nr. 302. Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung (English Transl. by Nat. Res. Council, Can., Tech. Transl. 1038).
19. Sund J. 1929. Sneskjernet langs veiene i Vestfold: Medd. Vegdirektoren No. 4.
20. Tabler R. D. 1974. New engineering criteria for snow fence systems. Transp. Res. Rec. 506, Transp. Res. Board, NAS-NRC, pp. 65—78.
21. Williams R. 1949. Trees beat the blizzard. Am. For., Vol. 55, pp. 26—27, 42—43.

Снегоочистительная техника

ВВЕДЕНИЕ

Колесные автомобили обычно не могут передвигаться по ровным заснеженным поверхностям, если толщина снежного покрова превышает половину диаметра колеса. Кроме того, необходимость в расчистке дорог от снега обусловлена большей вероятностью аварий и экономических потерь в результате блокирования дорог. Снегоочистка аэродромов, в частности взлетно-посадочных полос, рулежных дорожек, стоянок и въездов в ангары, должна проводиться не только для обеспечения движения, но и для предотвращения ухудшения видимости и возможности образования снежицы. Железнодорожные пути следует очищать от снега с целью уменьшения лобового сопротивления локомотивам и предотвращения наезда ребрами колес на слои уплотненного снега и схода поездов с рельсов.

Для всех важнейших транспортных систем необходимо ограничение аккумуляции снега, обеспечивающее безопасный проезд транспорта. В настоящей главе основное внимание уделено оборудованию, применяемому для снегоочистки аэродромов и автомобильных дорог.

Снег, выпадающий на дорожные покрытия, может удаляться химическими, термическими или механическими способами. Химические и термические методы изложены в главах 13 и 14. В этой главе рассматривается передвижное механическое оборудование, включая устройства для удаления льда. Довольно часто одно и то же оборудование применяется для уборки и снега и льда, однако, поскольку между льдом или уплотненным снегом и покрытием могут образоваться очень прочные адгезионные связи, для получения удовлетворительных результатов нередко приходится применять специализированное оборудование.

ТИПЫ ОБОРУДОВАНИЯ

Классификация конструкций оборудования представлена на рис. 17.1. Снегоуборочная техника относится в основном к двум категориям оборудования — плужным и роторным снегоочистителям. Плужные снегоочистители классифицированы в первую очередь по способу подвески плуга к базовой машине, а роторные

снегоочистители — в соответствии с типом и количеством вращающихся элементов.

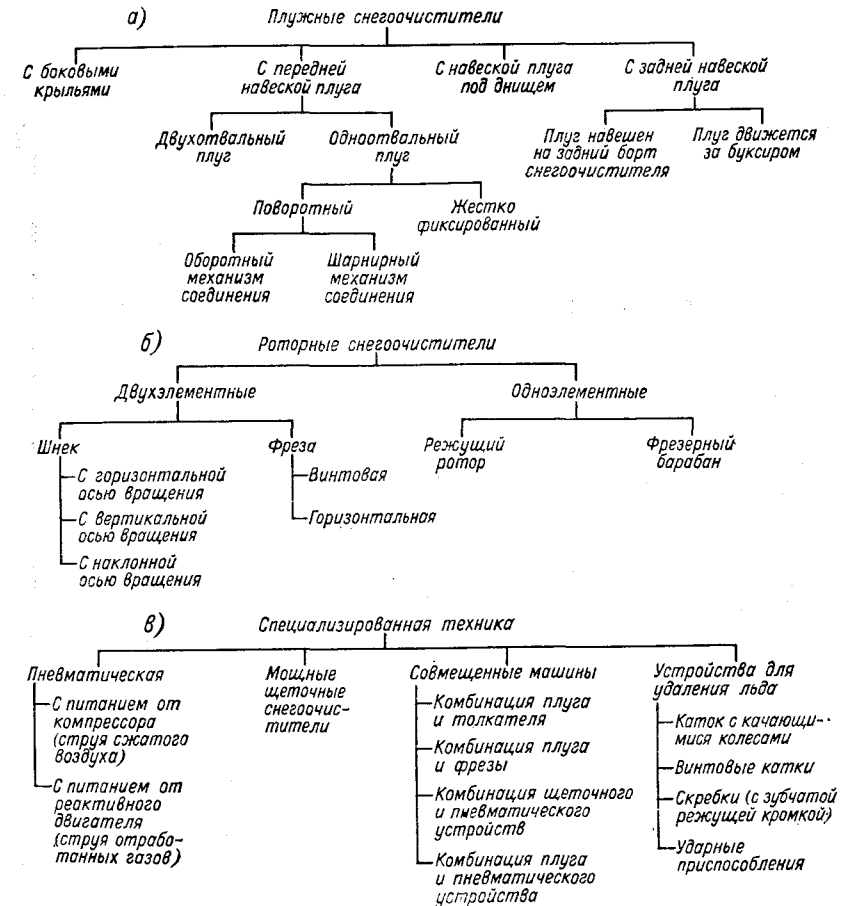


Рис. 17.1. Классификация снегоуборочной техники.

Плужные снегоочистители

Плужные снегоочистители — наиболее широко распространенный тип снегоуборочного оборудования. Плуг обычно навешивается впереди автомобиля, а снег отбрасывается приблизительно под прямым углом к направлению движения. Одноотвальные плужные снегоочистители (рис. 17.2) отбрасывают снег в одну сторону — обычно к правой обочине или бордюру в странах с правосторонним движением. Поворотные плуги могут быть приспособлены к отбрасыванию снега как вправо, так и влево.

Для изменения направления отбрасывания могут применяться два типа механизмов: 1) оборотный механизм, при использовании которого плуг поворачивается вокруг горизонтальной оси, парал-



Рис. 17.2. Одноотвальный передненавесной плуг.

Монтируется на грузовом автомобиле весом 15 350 кг; с правого борта навешивается также боковое крыло.

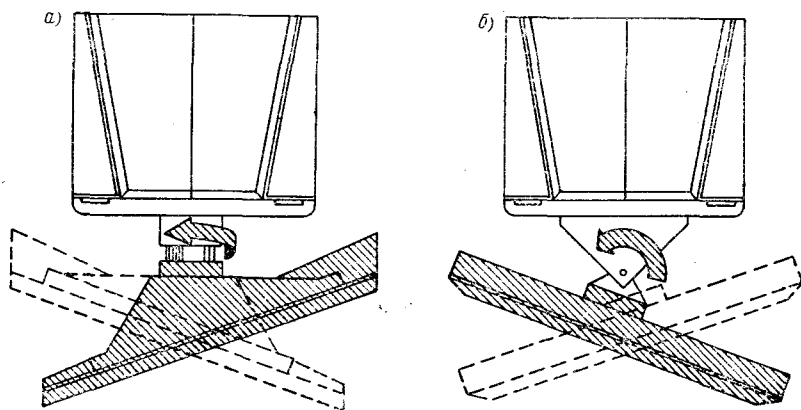


Рис. 17.3. Механизмы для изменения направления отбрасывания снега.

а — плуг с оборотным механизмом, б — плуг с шарнирным соединением.

лельной направлению движения снегоочистителя, а положение плуга симметрично относительно параллельной дорожному покрытию плоскости (рис. 17.3 а); 2) шарнирный механизм, при использовании которого положение плуга симметрично относительно вертикальной плоскости, нормальной к плоскости плуга, а перевод из одного положения отбрасывания в другое осуществляется при помощи кривошипного, шарнирного или эксцентри-

ческого соединения, вращающегося вокруг вертикальной оси (рис. 17.3 б).

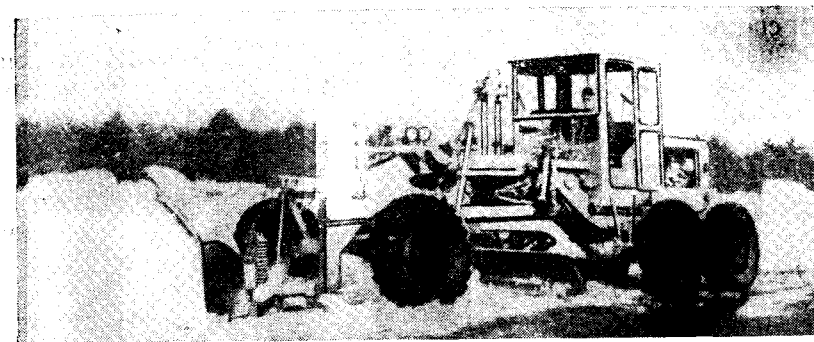


Рис. 17.4. Очистка от снега при помощи грейдера с передней навеской плуга.

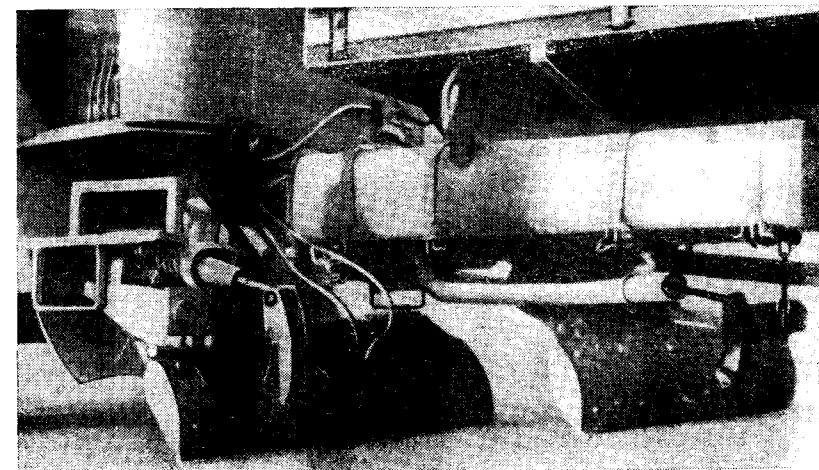


Рис. 17.5. Сегментный плуг, навешенный под днище машины (Финляндия).

Двухотвальные снегоочистители могут отбрасывать снег одновременно вправо и влево. Двухотвальные плуги монтируются на грузовых машинах массой от 230 до 24 500 кг. В качестве основы снегоочистителей применяются также погрузчики с задней разгрузкой ковша и грейдеры (рис. 17.4).

Наиболее распространены следующие модификации плужных снегоочистителей:

1) снегоочистители с монтируемыми под днищем кузова плугами (рис. 17.5), которые применяются для расчистки либо

неуплотненного снега, либо плотного снега или льда, когда требуется приложение дополнительного давления сверху на плуг;

- 2) буксируемые или задненавесные плуги;
- 3) снегоочистители с боковыми крыльями.

Основное преимущество использования буксируемых, задненавесных или монтирующихся под днищем кузова плугов перед передненавесными заключается в улучшении обзора из кабины водителя. Боковые крылья или вынесенные в сторону плуги могут способствовать ухудшению видимости в результате возникновения снежного облака. Такие снегоочистители обычно применяются для увеличения ширины расчищаемой полосы и для уменьшения высоты сугробов и валов на обочине дороги.

Роторные снегоочистители

Ограниченная дальность отбрасывания снега плужными снегоочистителями и их неспособность расчищать мощные или очень

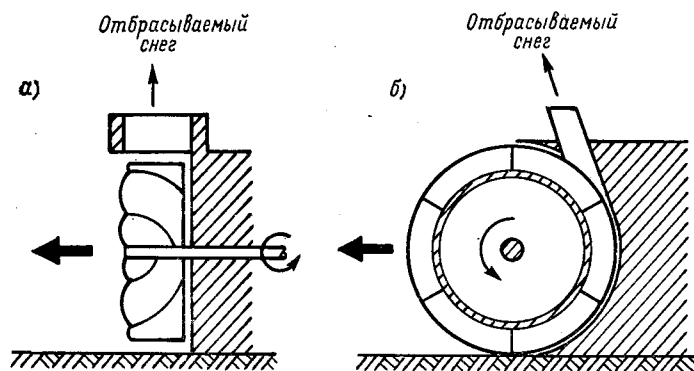


Рис. 17.6. Конструкция рабочего органа одноэлементного роторного снегоочистителя.

а — режущий ротор, б — фрезерный барабан; жирной стрелкой указано направление движения снегоочистителя.

твердые снежные отложения потребовали использования роторных режущих устройств, в которых работают один или несколько вращающихся элементов. Снег дробится на комки разных размеров, которые затем отбрасываются в сторону через направляющий желоб.

В одноэлементных роторных снегоочистителях один и тот же вращающийся элемент служит одновременно для разрушения снега и отбрасывания его в сторону. Две конструкции такого типа показаны на рис. 17.6: режущий ротор, ось вращения которого параллельна направлению движения машины (осевое вращение,

рис. 17.6 а), и фрезерный барабан, ось вращения которого расположена горизонтально и перпендикулярно направлению движения машины (поперечное вращение, рис. 17.6 б).

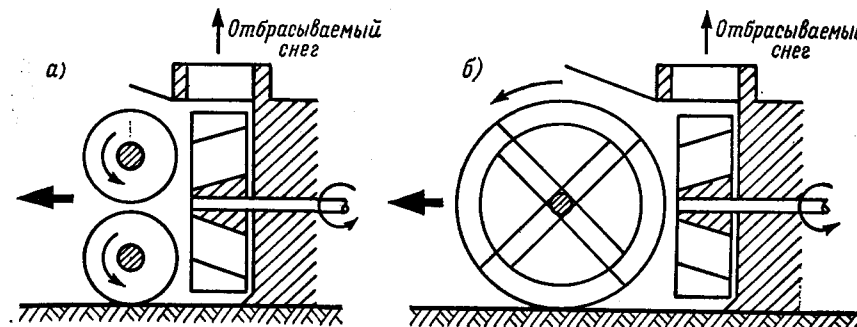


Рис. 17.7. Двухэлементная конструкция роторных снегоочистителей.

а — шнек, б — ленточная или винтовая фреза.

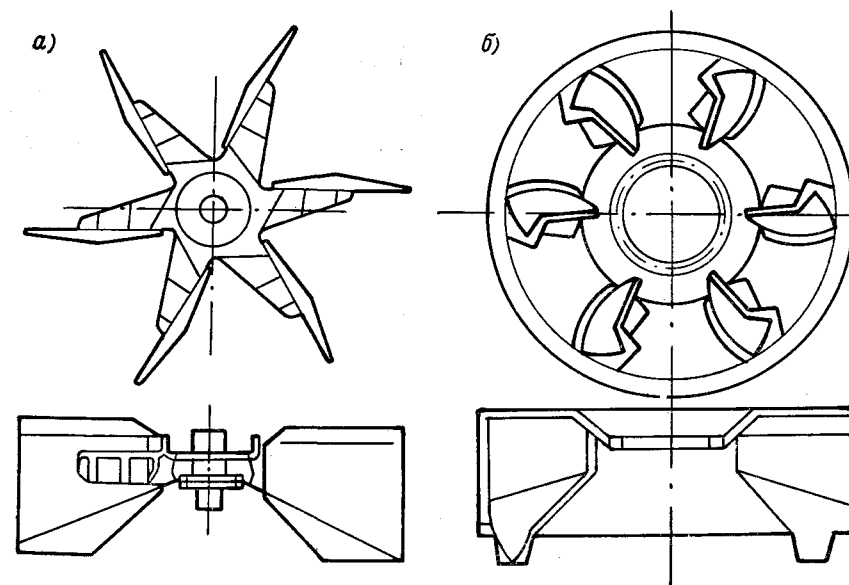


Рис. 17.8. Типичная конструкция отбрасывающего элемента.

а — шестерня, б — диск.

Двухэлементные устройства имеют отдельные узлы для разрушения и для отбрасывания снега (рис. 17.7). Размельчающие элементы вращаются в поперечном направлении, в то время как отбрасывающие крыльчатки вращаются соосно с направлением движения. В измельчающих элементах часто применяются

два шнека (рис. 17.7 а) или открытая винтовая фреза (рис. 17.7 б). В отбрасывающих элементах используются профильные или плоские лопатки, закрепленные на шестерне или диске (рис. 17.8).

Щеточные снегоочистители

Щеточные снегоочистители (рис. 17.9) обычно применяются для очистки взлетно-посадочных полос аэродромов от снега. По-

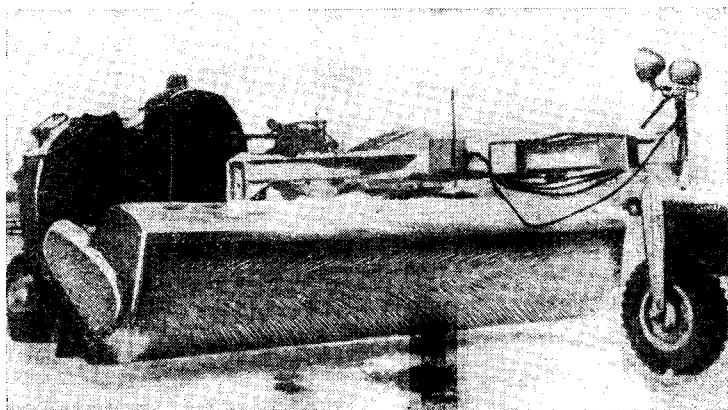


Рис. 17.9. Щеточный снегоочиститель.

скольку возможно лишь незначительное регулирование положения щеток, сметаемый снег обычно отбрасывается в направлении преобладающего ветра. Щетина изготавливается из стали или фибры (естественной или синтетической). Такие щетки не позволяют производить очистку ото льда или смерзшегося с покрытием уплотненного снега. Однако струя сжатого воздуха, направленная под небольшим углом к поверхности покрытия, может помочь в удалении оставшегося и примерзшего снега, не поддающегося очистке щетками. Рядом авторов были проведены исследования по оценке возможности применения высокоскоростных потоков воздуха, генерируемых соплами, мощными вентиляторами и реактивными двигателями, для целей снегоочистки [1, 6, 8]. В целом обнаружено, что энтальпия воздушного потока оказывается недостаточной, чтобы растопить значительные массы снега или льда, если не снизить существенно скорость обработки покрытий. Ни одна из конструкций воздушных снегоочистителей не была признана удовлетворительной.

Совмещенные машины

К настоящему времени уже созданы машины, в которых используются различные комбинации плужных, пневматических и роторных элементов, однако их применение на практике не имеет большого успеха в связи с наличием различных недоработок. В наиболее широко распространенных совмещенных маши-

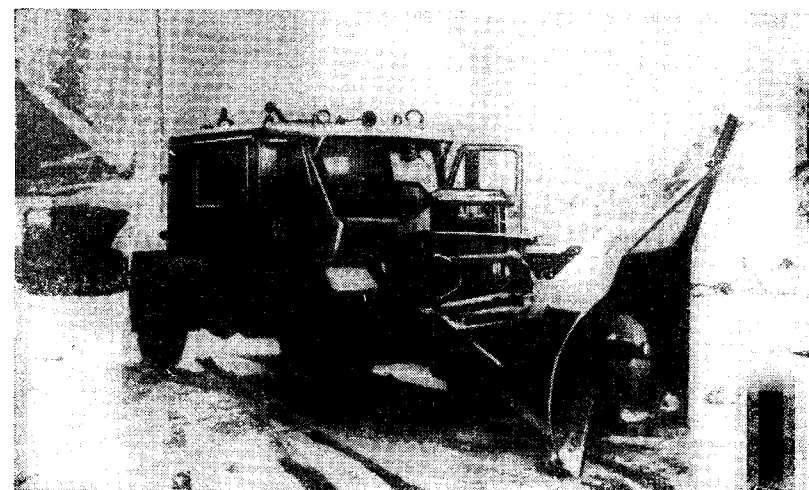


Рис. 17.10. Пример совмещенной машины.
Плуг сдвигает и подает снег в роторный элемент.

нах присутствует плужный элемент, который сдвигает и подает снег в роторный отбрасывающий элемент (рис. 17.10).

Очень большие трудности возникают при уборке льда или смерзающегося с покрытием твердого снега любыми механическими средствами. Обычно на режущий край плуга подается дополнительная нагрузка для облегчения уборки уплотненного снега. Аналогичным образом работают плуги с зубчатой режущей нижней кромкой, в результате чего в точках контакта создается повышенное давление. Применяются также катки с качающимися колесами, винтовые катки и ударники для облегчения проникновения в твердый слой. Однако при использовании силового оборудования такого типа возникает большой риск повреждения покрытий.

ПРИНЦИПЫ РАБОТЫ

Плужные элементы

Снегоочистка по своей сути — это работа со снегом как с материалом. Однако в этом отношении снег характеризуется широким диапазоном изменения физических свойств и прочностных

Рис. 17.11. Подъем слоя снега простейшим клином без разрушения в проекции на плоскость [2].

Точка P на поверхности Земли будет поднята до точки P'' на поверхности клина, при этом $z = s \sin \alpha$ и $x = s(1 - \cos \alpha)$. Если клин движется со скоростью $V_p = ds/dt$, то $V_x = -V_p(1 - \cos \alpha)$ и $V_z = V_p \sin \alpha$. Стрелкой указано направление движения клина.

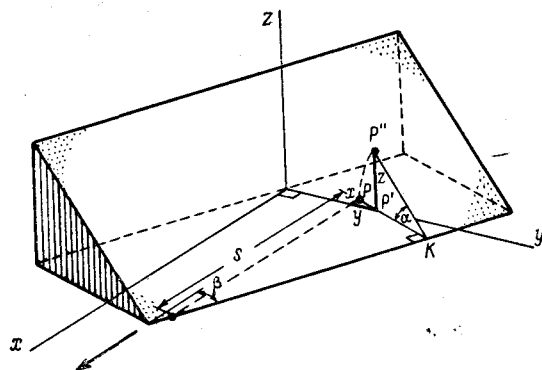
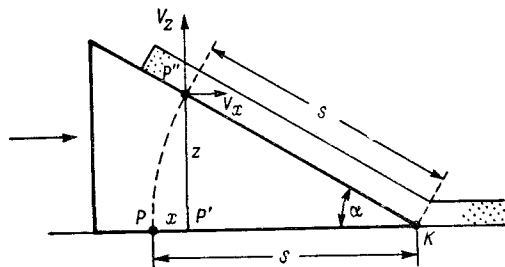


Рис. 17.12а. Подъем снега простейшим клином в трехмерном пространстве [2].

Клин движется в направлении оси x и отбрасывает снег в направлении оси y . Частица снега, лежащая на поверхности Земли в точке P , будет поднята в точку P'' на поверхности клина. Клин пересекает плоскость xz под углом β , а его поверхность наклонена к плоскости xy под углом α . $PK = P''K$, следовательно, компоненты скорости частицы в точке P'' описываются формулами $V_x = V_p \sin \beta (1 - \cos \alpha)$, $V_y = V_p \sin \beta \cdot \cos \beta \times (1 - \cos \alpha)$ и $V_z = V_p \sin \alpha \times \sin \beta$, где $V_p = ds/dt$.

характеристик. Необходимо затрачивать энергию как на разрушение связей между зернами лежалого снега, так и на уплотнение собираемого снега. Задача снегоочистки при помощи плужного снегоочистителя заключается в перемещении лежащего на проезжей части дороги снега к выбранным участкам на обочине. Снег не будет уплотняться, если форма плуга представлена развертываемой поверхностью (т. е. такой поверхностью, которая может быть развернута на плоскости без искажений), а также если скорость движения плуга не превышает критического значения. Крос [2] провел анализ движения слоя снега по неразвертывае-

мой поверхности. Простейший случай подъема снежного слоя клином в двумерном виде рассмотрен на рис. 17.11, а в трехмерном виде — на рис. 17.12а. На основе результатов, полученных Кросом, позднее были проведены исследования по моделированию и математическому анализу конических и цилиндрических плугов [7, 11].

Проанализируем простейший случай, когда плуг движется по горизонтальной дороге с постоянной скоростью V таким образом,

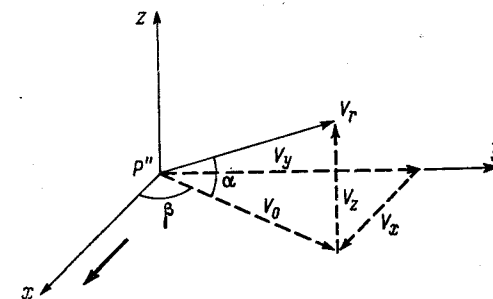


Рис. 17.12б. Скорость V_r снежной частицы, отбрасываемой криволинейной поверхностью плуга под углом β к направлению движения плуга и под углом α к горизонтальной плоскости.

что снежный слой работает как связанная масса, и при этом ни форма, ни плотность его не меняются. В этом случае закон сохранения массы требует, чтобы скорость выброса снега равнялась скорости его поступления к плугу. Поскольку слой снега, возможно, не характеризуется такими идеальными характеристиками, введем поправочный коэффициент C , позволяющий связать указанные скорости [9].

Предположим, что плуг движется в направлении оси x ортогональной системы координат (см. рис. 17.12б). Относительная скорость случайно выбранной снежной частицы, движущейся по поверхности плуга, не зависит от положения частицы и значение ее равняется или превышает значение абсолютной скорости движения плуга. Составляющие скорости на выходе относительно поверхности земли описываются следующими формулами:

$$V_x = V(1 - C \cos \alpha \cos \beta), \quad (17.1)$$

$$V_y = CV \cos \alpha \sin \beta, \quad (17.2)$$

$$V_z = CV \sin \alpha. \quad (17.3)$$

Силы, действующие на плуг, находят путем анализа изменения моментов сил, приложенных к снегу при его движении по поверхности плуга. Если прочностью снега пренебречь, то компонент силы F в любом направлении равен скорости изменения момента силы в этом направлении. Таким образом,

$$F_x = BD\rho V^2(1 - C \cos \alpha \cos \beta), \quad (17.4)$$

$$F_y = BD\rho CV^2 \cos \alpha \sin \beta, \quad (17.5)$$

$$F_z = BD\rho CV^2 \sin \alpha, \quad (17.6)$$

где B — ширина очищаемой плугом полосы, D — толщина снега на полосе расчистки, ρ — плотность снега.

Сила F_x должна компенсироваться силой тяги ведущих колес. Если мощность двигателя достаточна, предел возможности снегоочистки определяется максимальной тягой, развиваемой до начала буксования. Боковая сила F_y стремится сдвинуть переднюю часть снегоочистителя в направлении, противоположном направлению отбрасывания. Этот вращающий момент компенсируется либо боковым трением шин, либо выворачиванием водителем колес в направлении отбрасывания с целью поддержания прямолинейного движения. Если боковое трение задних шин меньше, чем передних, наблюдается занос задней части снегоочистителя в направлении отбрасывания. Сила F_z , действующая сверху на плуг, компенсируется различными способами: плуг может работать в «плавающем» положении, не касаясь поверхности покрытия и опираясь на шасси машины; для предотвращения контакта с покрытием плуг может опираться на башмаки или роликовые колеса; полный вес плуга и силы, возникающие в результате взаимодействия со слоем снега, могут воздействовать непосредственно на покрытие на контакте с режущим краем плуга. Для определения требуемого максимального тягового усилия силы трения башмаков, роликов и плуга, прямо пропорциональные F_z , должны суммироваться с силой F_x . Необходимо учитывать, что силы, действующие на плуг, возрастают пропорционально квадрату скорости его движения.

Обозначим абсолютную скорость снега на выходе с плоскости плуга V_r . Векторная сумма трех составляющих V_x , V_y и V_z скорости V_r описывается формулой

$$V_r = V(1 + C^2 - 2C \cos \alpha \cos \beta)^{1/2}. \quad (17.7)$$

Без учета сопротивления воздуха, взаимодействия между частицами и любых различий в высоте между точкой выхода снежной частицы с поверхности плуга и точкой ее залегания в окружающем снежном покрове расстояние, которое проходит снег в направлении оси y , определяется уравнением

$$L_y = 2V_y V_z / g = 2(C^2 V^2 \sin \alpha \cos \alpha \sin \beta) / g, \quad (17.8)$$

где g — ускорение свободного падения.

Уравнение (17.7) позволяет вычислить максимальную скорость, с которой частица снега покидает поверхность плуга. Минимальной скоростью, при которой сдвигается снег, является в том случае, если компонент скорости по оси x равняется нулю, а первоначальное направление перемещения снежной частицы составляет угол в 45° по отношению к горизонтали. При таких условиях минимальная скорость равна $\sqrt{gL_y}$, поэтому уравнение (17.8) может быть приведено к следующему виду:

$$\sqrt{gL_y} = CV \sqrt{2 \sin \alpha \cos \alpha \sin \beta}. \quad (17.9)$$

Поскольку кинетическая энергия пропорциональна квадрату скорости, для определения динамической эффективности η_d может использоваться соотношение gL_y/V_r^2 :

$$\eta_d = gL_y/V_r^2 = 2C^2 \sin \alpha \cos \alpha \sin \beta / (1 + C^2 - 2C \cos \alpha \cos \beta). \quad (17.10)$$

При этом η_d характеризует эффективность отбрасывания снега плугом на данное расстояние. Эта характеристика относится только к той части поверхности плуга, по которой происходило движение снежной частицы. Значение η_d меняется вдоль плоскости плуга в тех конструкциях, где меняется угол траектории движения снега; максимальные значения наблюдаются при $\alpha = 45^\circ$, $\beta = 90^\circ$.

При прохождении снежной частицы массой m по плоскости плуга ей сообщается кинетическая энергия KE :

$$KE = (1/2) m V_r^2 = (1/2) m V^2 (1 + C^2 - 2C \cos \alpha \cos \beta). \quad (17.11)$$

Механическая эффективность η_m плуга определяется следующим образом:

$$\eta_m = [(1/2) m V^2 (1 + C^2 - 2C \cos \alpha \cos \beta)] / W, \quad (17.12)$$

где W — работа, которую совершает плуг при передаче кинетической энергии частице.

Работа H по перемещению снега плугом пропорциональна произведению массы снега, перемещаемого плугом на единичном отрезке его прямолинейного поступательного движения, и расстояния y' между центром расчищаемой полосы и центром массы сдвинутого в вал снега:

$$H = \rho_0 A y', \quad (17.13)$$

где ρ_0 — средняя плотность снега на расчищаемой полосе, A — площадь расчищаемой полосы в плоскости плуга. Согласно теории, работа H' по перемещению единичной частицы массой m описывается уравнением

$$H' = L_y m = (2C^2 V^2 m / g) \sin \alpha \cos \alpha \sin \beta, \quad (17.14)$$

а эффективность перемещения — формулой

$$\eta_c = H / H'. \quad (17.15)$$

Следовательно,

$$H = (2mC^2 V^2 \eta_c / g) \sin \alpha \cos \alpha \sin \beta, \quad (17.16)$$

и, согласно уравнению (17.12),

$$H / W = 2\eta_d \eta_c \eta_m / g, \quad (17.17)$$

где η_d — динамическая эффективность, вычисляется в соответствии с уравнением (17.10). Значения η_m и η_c отдельно определить

экспериментальным путем невозможно, поэтому предлагается использовать общую эффективность η_0 , вычисляемую по формуле

$$\eta_0 = \eta_m \eta_c. \quad (17.18)$$

Используя уравнения (17.17) и (17.18), получаем:

$$\eta_0 = (H/W) (g/2\eta_d). \quad (17.19)$$

Предшествующие уравнения были получены в результате анализа скоростей и сил применительно к единичной снежной частице данной массы. Для вычисления значений η_d , η_c , η_m в различных членах уравнений должны быть использованы объемные или интегральные осредненные значения. В ходе испытаний двухотвальных плугов Винникомб выяснил, что значения η_0 меняются в пределах от 7,0 до 9,7 %, а значения η_d — от 53 до 68 % [11].

Роторные снегоочистители

Независимо от того, является ли роторный снегоочиститель одно- или двухэлементным, с продольным или поперечным вращением ротора, при своем движении он должен срезать определенную часть снежного покрова и придавать ускорение этому снегу, отбрасывая его через направляющий желоб. Согласно баллистическому анализу, расстояние отбрасывания L без учета сопротивления воздуха описывается выражением

$$L = (V^2/g) \sin 2\alpha, \quad (17.20)$$

где V — скорость снега на выходе, α — угол между выходящим снежным потоком и горизонталью.

Сопротивление, действующее на частицы в снежном потоке, уменьшает дальность отбрасывания. Согласно экспериментальным данным [3], влияние аэродинамического сопротивления на величину L при $\alpha = 45^\circ$ может учитываться выражением

$$L_c = (V^2/g) - 0,0023V^3. \quad (17.21)$$

где L_c — уточненное расстояние отбрасывания (м), V — скорость снежного потока (м/с), а $g = 9,81$ м/с². Энергия E , необходимая для отбрасывания массы снега M (кг) под углом $\alpha = 45^\circ$, описывается выражением

$$E = MV^2/2 = MgL/2. \quad (17.22)$$

Если эта масса отбрасывается за время t (с), затраты мощности (кВт) равняются

$$P = (0,5MgL/t) \cdot 10^{-3}. \quad (17.23)$$

Девис [5] сообщает об испытаниях двухэлементного шнекороторного снегоочистителя на высоте приблизительно 2450 м над

уровнем моря в горах Сьерра-Невада, Калифорния. Средняя производительность равнялась 203 кг/с при среднем расстоянии отбрасывания 23 м. При таких условиях теоретическая мощность, вычисленная в соответствии с уравнением (17.23), равняется 23 кВт. Снегоочиститель был оборудован двигателем мощностью 224 кВт на уровне моря. Если предположить, что двигатель вырабатывал мощность, близкую к проектной, эффективность достигала лишь 10 %. Потери мощности были обусловлены аэродинамическими, механическими и фрикционными эффектами.

Толкатели

В толкатель двухэлементного снегоочистителя подается снег от режущего элемента. Несколько радиальных лопаток, закрепленных на вращающемся диске или шестерне, сообщают импульс поступающим порциям снега (см. рис. 17.8 и 17.13). Снег в процессе вращения (совместно с лопатками) в пределах рабочей камеры доходит до той точки, где рабочая камера сообщается с направляющим желобом, по которому снег отбрасывается в сторону. Производительность двухэлементного роторного снегоочистителя зависит от скорости движения концов лопаток, радиальной толщины снега d в рабочей камере толкателя и размеров лопаток [3]. Толщина слоя снега в толкателе определяется размером выходного отверстия рабочей камеры. На рис. 17.13 отверстие AB ограничено углом β , а линия AK соответствует плоской радиальной лопатке, вращающейся вокруг центральной точки с постоянной угловой скоростью ω . На рисунке показан момент, когда лопатка достигла начала отверстия AB . Снег массой M в точке K (радиус r_0) на контакте с лопаткой будет соскальзывать к ее внешнему краю (радиусом R) за время, в течение которого конец лопатки достигнет точки B . Центробежная сила F_p , выталкивающая снег наружу вдоль поверхности лопатки, описывается уравнением

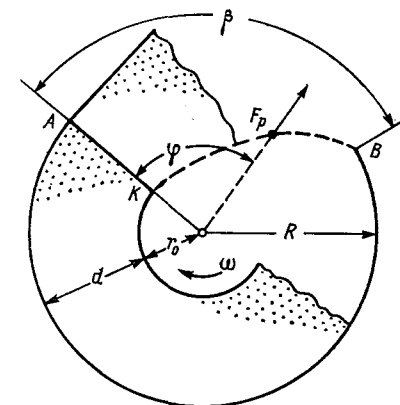


Рис. 17.13. Разрез рабочей камеры толкателя перпендикулярно оси вращения.

На рис. 17.13 отверстие AB ограничено углом β , а линия AK соответствует плоской радиальной лопатке, вращающейся вокруг центральной точки с постоянной угловой скоростью ω . На рисунке показан момент, когда лопатка достигла начала отверстия AB . Снег массой M в точке K (радиус r_0) на контакте с лопаткой будет соскальзывать к ее внешнему краю (радиусом R) за время, в течение которого конец лопатки достигнет точки B . Центробежная сила F_p , выталкивающая снег наружу вдоль поверхности лопатки, описывается уравнением

$$F_p = Mr\omega^2, \quad (17.24)$$

где r — радиус снежной массы относительно центра вращения.

Если не учитывать другие силы, такие как внутреннее трение и трение скольжения вдоль поверхности лопатки, то

$$F_p = Mr\omega^2 = Ma_r = M(d^2r/dt^2). \quad (17.25)$$

Интегрируя уравнение (17.25) с граничными условиями $r = r_0$ при $t = 0$ и $dr/dt = 0$, получаем:

$$\varphi = \omega t = \ln(r + \sqrt{r^2 - r_0^2}/r_0), \quad (17.26)$$

где φ — угол между произвольным положением лопатки и началом отверстия рабочей камеры (в радианах).

При $\varphi = \beta$, где β — угол, необходимый для выталкивания снега, находящегося на расстоянии R ,

$$\beta = \ln(R + \sqrt{R^2 - r_0^2}/r_0) = \cos h^{-1}R/r_0. \quad (17.27)$$

Уравнение (17.27) описывает угол β сектора, необходимого для полной разгрузки снежного слоя толщиной $d = R - r_0$ из толкателя. В конструкциях толкателей наиболее часто $\beta = 70^\circ$. Если угол сектора оказывается меньшим по сравнению с расчетными значениями согласно уравнению (17.27), некоторая часть снега будет задерживаться в рабочей камере и постепенно закупоривать ее. Поскольку β зависит только от R и r_0 (см. (17.27)), величина этого угла никак не связана со скоростью вращения [4].

Режущие элементы

Функция режущих элементов заключается в удалении слоя снега перед режущей плоскостью и подаче этого снега в разгрузочный желоб со скоростью, не превышающей скорость разгрузки. Толщина срезаемого слоя меняется в процессе погружения режущего элемента в снег при движении снегоочистителя вперед. Для условий, рассмотренных на рис. 7.14, Меллор [10] предлагает

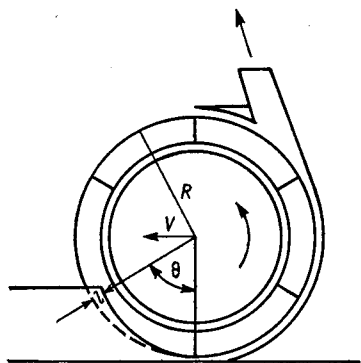


Рис. 17.14. Толщина среза роторным элементом с поперечной осью вращения.

для определения толщины среза использовать формулу

$$l = (V \sin \theta)/n\omega. \quad (17.28)$$

где l — толщина среза под углом θ , V — скорость движения снегоочистителя вперед, n — количество режущих элементов, ω — ско-

рость вращения, θ — угол отклонения режущего элемента от вертикального положения.

В соответствии с уравнением (17.28) толщина среза возрастает с увеличением скорости снегоочистителя и уменьшается при увеличении скорости вращения режущих элементов и их количества. Винтовой шнек с одним звеном имеет только один режущий элемент, поэтому толщина его среза зависит только от скорости вращения и скорости поступательного движения.

Производительность

Производительностью S называется объем снега, который может перерабатываться толкателем с плоскими радиальными лопатками в единицу времени. Без учета фрикционных потерь справедливо выражение

$$S = \pi n T (R^2 - r_0^2), \quad (17.29)$$

где n — количество оборотов в единицу времени, T — ширина лопатки (параллельно оси вращения), R — радиус рабочей камеры толкателя, r_0 — внутренний радиус.

Если предположить, что фрикционные потери достигают 25 %, то производительность S ($\text{м}^3/\text{ч}$) может приближенно вычисляться согласно уравнению [3]

$$S \simeq 140nT(R^2 - r_0^2). \quad (17.30)$$

Производительность приближенно может также описываться простейшей зависимостью

$$S = V dT, \quad (17.31)$$

поскольку скорость снега V на выходе мало отличается от окружной скорости концов лопаток. Производительность зависит непосредственно от скорости снега на выходе и, следовательно, от дальности отбрасывания снега. Однако в случае если дальность отбрасывания превышает требуемые значения, часть мощности теряется бесполезно.

БАЗОВЫЕ МАШИНЫ ДЛЯ НАВЕШИВАНИЯ СНЕГООЧИСТИТЕЛЬНОГО ОБОРУДОВАНИЯ

Для работы в снежном покрове плужные и роторные элементы должны навешиваться на самоходные транспортные средства. Для работы на подготовленных или мерзлых покрытиях с маломощным снежным покровом предпочтительнее использовать колесные машины; гусеничные машины необходимо применять при расчистке мощного снежного покрова на неподготовленных покрытиях,

а также в тех случаях, когда требуется низкое удельное давление на грунт. С целью достижения наибольшей эффективности работы при выборе оборудования следует руководствоваться оценкой возможности его круглогодичного использования.

Самосвалы — наиболее приемлемые с точки зрения эксплуатации в течение всех сезонов многоцелевые машины: они могут при-

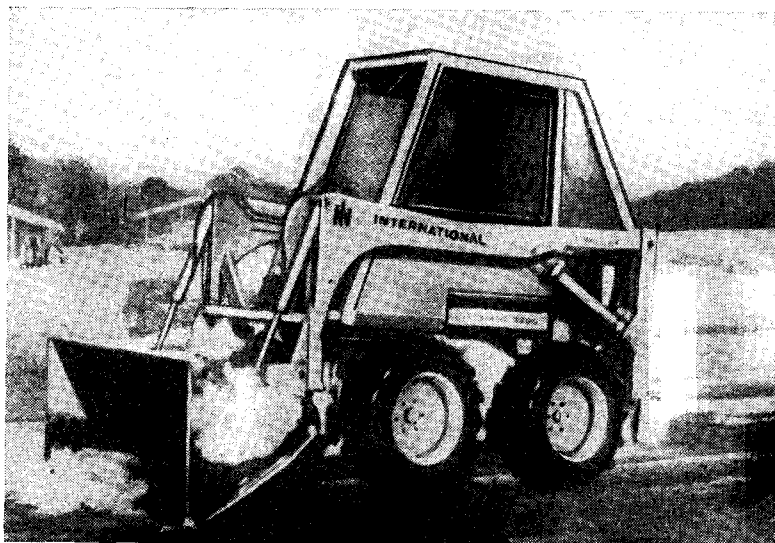


Рис. 17.15. Ковш колесного погрузчика или погрузчика с задней разгрузкой ковша, счищающий лед с покрытия.

меняться для снегоочистки зимой и для перевозки груза зимой и летом. Технические характеристики грузовых автомобилей, находящихся широкое применение в снегоочистительных работах, представлены в табл. 17.1.

Таблица 17.1

Технические характеристики грузовых автомобилей, используемых при снегоочистке

Условия	Толщина снежного покрова, см	Плотность снежного покрытия, кг/м³	Класс, 10³ кг	Рекомендуемая мощность двигателя машины, кВт	Колесная формула
Легкие	1—15	50—100	10,5—12,5	97—101	4×2
Средние	15—45	50—200	12,5—15,5	108—172	4×4; 6×4; 6×6
Тяжелые	45—90	100—300	15,5—28	120—172	6×4; 6×6

Колесные ковшовые погрузчики (рис. 17.15) часто используются для очистки от снега небольших площадок или перекрестков. Эти машины могут применяться для удаления льда или уплотненного снега в результате установки режущего края ковша под небольшим углом к покрытию. Кроме того, на колесные погрузчики могут навешиваться одноотвальные, поворотные и двухотвальные плуги. Колесные погрузчики с небольшой колесной базой крайне маневренны, однако благодаря этой особенности может наблюдаться подпрыгивание и зависание плуга над поверхностью покрытия, в результате чего остаются полосы неубранного снега.

ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ

Плужные снегоочистители наиболее широко применяются в снегоборочных работах, так как стоимость их эксплуатации самая низкая. Роторные снегоочистители следует применять только в случае мощного или твердого снега.

В городских районах снег обычно сгребается в валы перед тем, как его отвезут на места свалок. Погрузка снега в самосвалы может осуществляться с помощью различного оборудования. Роторные снегоочистители очень эффективны для этой цели благодаря своей высокой скорости и большой маневренности. С успехом также могут использоваться погрузчики с задней разгрузкой ковша, оснащенные либо стандартным ковшом с передней навеской, либо ковшом с боковой разгрузкой (рис. 17.16). Такие погрузчики, однако, требуют больше места для маневра по сравнению с роторными снегоочистителями. В качестве специализированного оборудования могут применяться снегопогрузчики транспортёрного типа (рис. 17.17). Все типы перечисленного оборудования, кроме роторных элементов, могут использоваться, помимо снегоочистки, и для других работ.

Поскольку тротуары имеют небольшую ширину и более слабое основание, чем дорожные покрытия, для очистки их от снега нельзя применять тяжелое снегоочистительное оборудование. В некоторых случаях для этой цели привлекают небольшие колесные сельскохозяйственные тракторы с передней навеской снегоочистительных плугов. Широкое применение находят гусеничные тракторы (рис. 17.18) благодаря их высокой скорости, хорошей маневренности и малой вероятности повреждения тротуаров и прилегающих участков. В районах, где преобладают слабые снегопады, рекомендуется применять снегоочистители с двухотвальными плугами. В районах с интенсивными снегопадами могут оказаться необходимыми роторные снегоочистители. Ширина полосы, расчищаемой двухотвальным плужным снегоочистителем, оказывается меньше полосы расчистки роторным снегоочистите-



Рис. 17.16. Колесный погрузчик с ковшем боковой разгрузки, применяемый для погрузки снега в самосвалы.

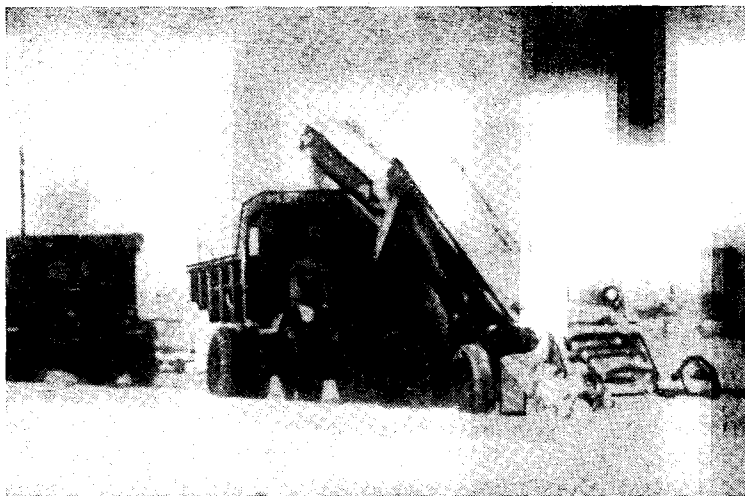


Рис. 17.17. Снег, собранный в валы, загружается в самосвал при помощи самоходного погрузчика.

лем, если за плугом снег осыпается с боков обратно на расчищенную полосу.

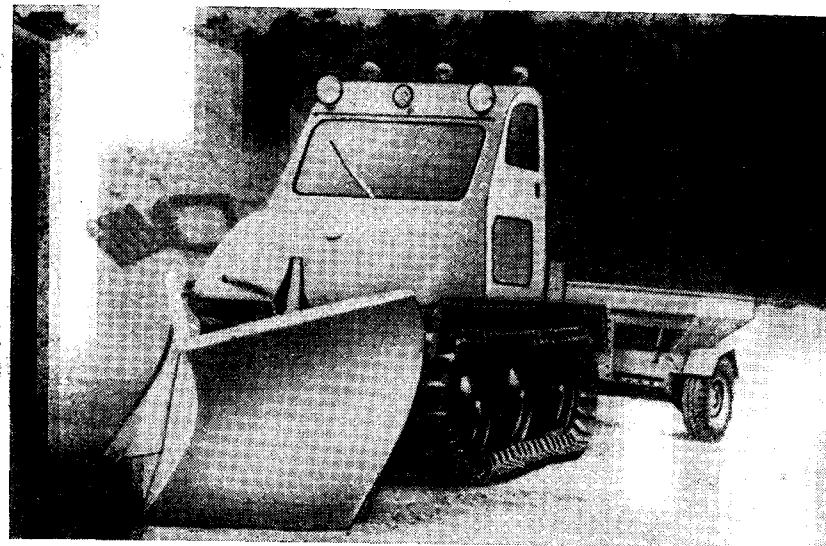


Рис. 17.18. Небольшой гусеничный трактор с навешенным двухотвальным плугом, предназначенный для очистки тротуаров от снега.

Сзади буксируется пескоразбрасывающее устройство.

ОЦЕНКА ОБОРУДОВАНИЯ

При выборе и оценке оборудования для очистки от снега и льда необходимо помимо требований в отношении мощности, эффективности и финансовых затрат, учитывать также безопасность, рабочую скорость и условия эксплуатации.

Водитель плужного снегоочистителя должен отчетливо видеть дорогу и транспортный поток; также отчетливо водители других транспортных средств должны видеть его. Как ни банально это звучит, но потеря из виду водителем одной машины другой часто служит причиной аварий. Скорость снегоочистки часто ограничивается не недостатком мощности двигателя, а плохой видимостью, обусловленной возникновением снежного облака над верхним краем плуга (рис. 17.19). По этой причине рекомендуется оценивать конструкцию плуга с точки зрения возникновения нежелательных эффектов в случае его переполнения снегом при наиболее вероятных скоростях снегоочистки. Снегоочистительное оборудование будет более заметным на полотне дороги, если установить сигнальную вращающуюся или импульсную лампу на

крыше кабины либо ряда сигнальных ламп вокруг кабины или на заднем борту.

Выбор снегоочистительной техники должен основываться на анализе целей и условий ее эксплуатации. Например, высокоскоростная техника предназначена для дорог в сельской местности и скоростных магистралей, а низкоскоростная с ограниченной дальностью отбрасывания снега — для застроенных районов.



Рис. 17.19. Снежное облако, создаваемое плужным снегоочистителем, может ограничивать скорость снегоочистки.

Снегоочистка в городах производится при скорости от 8 до 30 км/ч; на скоростных магистралях скорость снегоочистки может превышать 80 км/ч. Наиболее целесообразный критерий эффективности работы снегоочистителя — его производительность, отнесенная к единице расходуемой энергии (кг/(кВт·ч)).

Требования к состоянию дороги определяют выбор наиболее целесообразного типа режущего края плуга. Если на покрытии допускается наличие тонкого снежного слоя, то установка соответствующих башмаков или роликовых колес обеспечивает нужный просвет между плугом и покрытием; в этом случае плуг с режущим краем из мягкой стали имеет хорошие прочностные характеристики и высокую износостойкость. Если требуется полная очистка покрытия, режущий край должен касаться поверхности дорожного полотна; в процессе такой эксплуатации режущие края из мягкой и из закаленной стали довольно быстро изнашиваются. Если снег укатан и прочно связан с покрытием, могут эффективно применяться стальные плуги с запрессованными в них пластинами карбида вольфрама. Их высокая первоначальная стоимость окупается более длительным сроком службы (в 5—6 раз больше, чем в случае закаленной стали), более протяженным рабочим пробегом (от 5000 до 10 000 км) и экономией рабочей силы в результате увеличения интервалов времени между

очередными сменами плугов. К сожалению, карбид вольфрама довольно хрупок и подвержен сколам при ударе о твердые препятствия. Этот нежелательный эффект может быть уменьшен в результате применения подпружиненного блокирующего механизма.

В условиях мягкого климата при необходимости уборки влажного снега очень эффективны в работе плуги с резиновым режущим краем. Износостойкость их относительно высокая, в особенности если с тыльной стороны режущего края монтируется стальная пластина до высоты приблизительно 5—6 см от нижней кромки лицевой плоскости плуга. Рабочий пробег такого плуга с резиновым режущим краем без его замены может превышать 4800 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Caird J. C. 1964. RCAF snow removal and ice control procedures: the development of equipment and techniques. Snow Removal and Ice Control, Tech. Memo. No. 83, Assoc. Comm. Soil Snow Mech., Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont., pp. 93—96.
2. Croce K. 1941. Der heutige stand der Schneepflugtechnik (The present status of snow-plow technology). In Winterdienst auf Strassen und Reichsaabahn. Forschungsarbeiten aus dem Strassenwesen, Band 31. Volk und Reich Verlag, Berlin, pp. 62—76.
3. Croce K. 1950. Messversuche an Schneeräummaschinen für Landstrassen. Entwurfsgrundlagen (Measurements relative to performance and efficiency of snow removal machines for highways). Fortschrittsberichte aus dem Strassen- und Teifbau. Band 4 (English Transl. by US Army Engineers Waterways Expt. Station, Vicksburg, Miss., for US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab. Hanover, N. H., Transl. 51—5).
4. Croce K. 1970. Principles of snow removal and snow-removal machines. Snow Removal and Ice Control Research, Sp. Rep. 115, Highw. Res. Board, NAS-NRC, pp. 231—240.
5. Davis C. W., Jr. 1952. Snow removal equipment tests at Sierra test site during winter season of 1951—52. Tech. Memo. M-073, US Naval Civil Eng. Lab., Port Hueneme, Calif.
6. Hawkins L. M. E. 1964. Runway snow removal and ice control methods at airports maintained by Department of Transport. Snow Removal and Ice Control, Tech. Memo. No. 83, Assoc. Comm. Soil Snow Mech., Nat. Res. Counc. Can., Ottawa, Ont., pp. 101—105.
7. Kihlgren B. 1961. Undersökningar rörande snöplogar (Snow plow investigations). Rep. 38 Statens Vaginstitut, Stockholm.
8. Kinker E. C. 1952. Snow removal. Symp. on Snow Removal and Compaction Procedures for Airfields. Rep. GG-ES 200/1, Res. Develop. Board, Comm. Geophys. Geogr., US Dept. of Defence, Washington, D. C., pp. 30—37.
9. Mellor M. 1964. Design of high-speed snow plows. Unpubl. Note, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
10. Mellor M. 1975. Mechanics of cutting and boring. Part 1: Kinematics of transverse rotation machines. Sp. Rep. 226, US Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N. H.
11. Vinnicombe G. A. 1968. Comparative tests on model vee snow ploughs. Rept. LR 180, Road Res. Lab., Crowthorne, U. K.

Применение методов регулирования и очистки от снега и льда

ЖЕЛЕЗНЫЕ ДОРОГИ

История вопроса

Приоритет в разработке методов механической снегоочистки следует отдать железным дорогам. Пока в конце XIX в. на дорогах Северной Америки не появились первые автомобили, необходимости в очистке дорог практически не возникало. До этого времени укатывание снега большими катками позволяло получать хорошее дорожное покрытие для саней и повозок, имевшее неоспоримое преимущество перед мерзлой колеей — основным видом дорог до выпадения обильных снегопадов. Однако наличие снежного покрова на железнодорожных путях может препятствовать движению поездов или даже приводить к крушениям, когда вдоль полотна образуются значительные валы снега, способные приподнять реборды колес над рельсами. Кроме того, снег и лед могут влиять на работу переключающих стрелок. Следует предусматривать меры по предотвращению и борьбе с аккумуляцией снега и льда вблизи стрелок для обеспечения свободного хода пера или крестовины стрелочного перевода.

В районах со слабыми и умеренными снегопадами частые проходы поездов обычно обеспечивают очистку железнодорожного полотна от снега в результате дефляции, возникающей под действием ветрового потока при каждом проходе. В таких районах даже в наиболее тяжелые периоды для снегоочистки вполне достаточно использовать небольшой вспомогательный плуг, навешиваемый впереди локомотива. Это оборудование работало вполне удовлетворительно в начальный период развития железнодорожной сети в Великобритании, в Европе и на востоке Северной Америки. Тем не менее при прокладке железнодорожных линий в западные районы Северной Америки пришлось пересекать горы Сьерра-Невада и Скалистые горы, где обильные и частые снегопады, снежные лавины и сильные заносы нередко сковывали движение поездов, оснащенных легким снегоочистительным оборудованием. Все это привело к созданию в 1865 г. клиновидных плугов, а позднее — к разработке конструкций больших роторных

снегоочистителей, способных создавать проходы в мощных снежных отложениях.

Эллиот создал и в 1869 г. запатентовал конструкцию роторного снегоочистителя, однако им была построена лишь небольшая

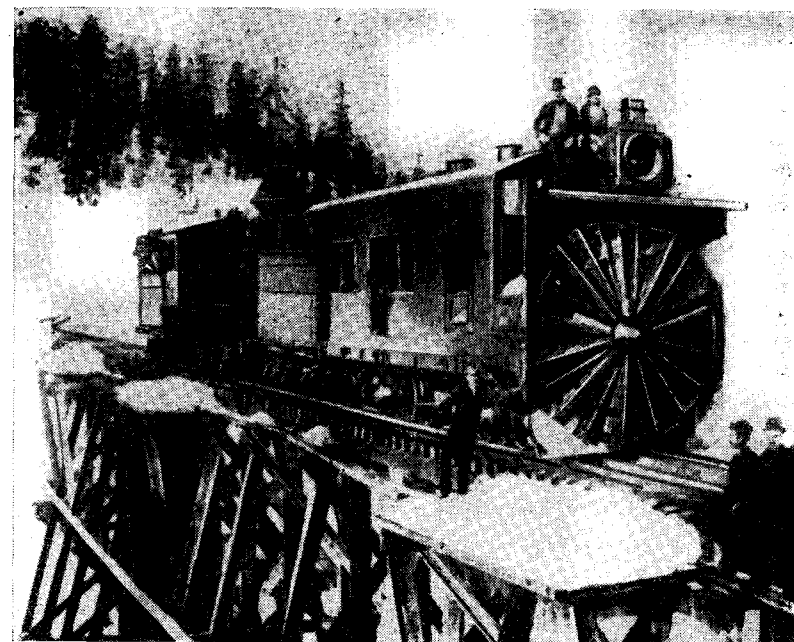


Рис. 18.1. Роторный снегоочиститель, спроектированный Джуллом в 1884 г.

Снимок сделан в 1890 г. в горах Сьерра-Невада (Южная Тихоокеанская компания).

модель. В том же году Тьерни получил патент на конструкцию двухэлементного роторного снегоочистителя, состоящего из вращающегося шнека и крыльчатки, помещавшейся за шнеком и получающей от него снег. Однако и в этом случае автором патента была построена лишь модель [3]. Конструкция первого роторного снегоочистителя, построенного в натуральную величину, была разработана Джуллом, специалистом в области механики [24]. Этот роторный паровой снегоочиститель (рис. 18.1), претерпев ряд усовершенствований, используется и по сей день. Первые образцы машин впоследствии были переведены на дизель-электрический привод. В снегоочистителе основу конструкции составляет вращающийся комплект ножей, срезающих снег и подающих его в толкатель, расположенный сразу за ножами.

Требования и методы контроля

Основные пути

Линейное расположение основных железнодорожных путей позволяет проводить снегоочистку на высокой скорости везде за исключением участков с сильными заносами. Характер местности играет важнейшую роль в распределении участков максимальной аккумуляции снега. Тонкий слой снега на ровных открытых участках может расчищаться при помощи небольших вспомогательных плугов, а для расчистки мощных заносов могут потребоваться большие заостренные плуги, клиновидные плуги или флангеры [10]. В выемках, по которым проложена железная дорога, могут откладываться большие объемы снега, если с наветренной стороны отсутствуют естественные препятствия или снегозадерживающие заборы. Кроме обычного железнодорожного оборудования, довольно часто привлекаются бульдозеры на гусеничном ходу, которые используют для расчистки заносов в выемках и перемещения отвалов снега на подветренную сторону дороги для уменьшения снеготаносимости выемки в дальнейшем [2].

Вокзалы и станционные пути

На вокзалах имеется множество участков, где требуется очистка от накапливающегося снега: платформы, почтовые, грузовые и промышленные площадки, пешеходные дорожки, дороги и стрелочные переводы. Поскольку станционные пути часто забиты составами, при снегоочистке возникают большие трудности, а недостаток свободного пространства для размещения отвалов снега, счищенного с дорожного полотна и других объектов, часто требует транспортировки снега к местам свалок [1]. В Японии проведены эксперименты по сокращению перевозок снега при помощи сбрасывания снега в открытые водотоки и разбрызгивания воды на железнодорожном полотне [13]. Японская железнодорожная компания разработала также конструкцию снегопогрузчика, использующего роторный элемент для подачи снега в продольный желоб. Этот желоб простирается над тремя или четырьмя буксируемыми сзади открытыми платформами. На грузовых платформах установлено по четыре контейнера с воздушными сумками емкостью 9 м³ каждый; при закачивании воздуха в контейнеры снег поднимается и автоматически разгружается [12].

Очистка станционных платформ обычно производится ручными роторными снегоочистителями, роторными щеточными очистителями, а также вручную лопатами. Для растапливания тонкого слоя снега или льда эффективно применение химикатов. Широкое применение хлорида натрия обусловлено его низкой стоимостью.

Стрелки

При дистанционном переключении стрелок, в особенности тех, что автоматически переключаются на участках контроля централизованной транспортной системы, требуется полная очистка стрелок от снега. Традиционные стрелочные переводы перестают функционировать, если между движущимися и неподвижными элементами попадает и уплотняется снег, что наблюдается довольно часто при переключении стрелок. Перья стрелки переводятся при движении скользящей пластины, поэтому они должны плотно прилегать к основанию и верхней части рамных рельсов. Даже слой достаточно уплотненного снега толщиной 0,6 см между рамными и поворачивающимися рельсами создает зазор, при котором поезд может сойти с рельсов [18]. Очистка стрелок от снега и льда является одной из наиболее дорогостоящих зимних эксплуатационных операций на железных дорогах. До сих пор практикуется старый метод очистки стрелок при помощи лопат и щеток вручную силами дорожных рабочих, однако большое количество стрелок на станционных путях и необходимость дистанционного переключения удаленных от рабочих участков стрелок способствовали разработке механических и тепловых методов очистки стрелок от снега и льда.

Первое время для удаления снега и льда на стрелках применялись обогревающие устройства самых различных типов. Было разработано много вариантов стрелочных обогревателей, которые более или менее удовлетворяли предъявляемым к ним требованиям. На некоторых железных дорогах предпочтение отдается электрообогревателям, размещаемым вдоль стрелки поперек рельсов. Такие устройства могут работать в автоматическом режиме. При использовании обогревателей открытого огня, в которых в качестве топлива служат пропан, топливная нефть, керосин, природный или промышленный газ, обычно пламя направляется непосредственно на рельсы. На станционных путях вполне допустимо зажигание таких обогревателей вручную, однако на удаленных и труднодоступных участках требуется установка автоматической системы зажигания.

Одним из первых типов стрелочных обогревателей были керосиновые горелки. Впоследствии их в значительной мере вытеснили другие, более совершенные устройства, однако благодаря оперативности установки и ввода в эксплуатацию керосиновые горелки по сей день применяются на удаленных участках, где отсутствуют постоянные стрелочные обогреватели. Нередко в процессе работы горелок повреждаются шпалы, однако этот ущерб может быть сведен к минимуму путем укрытия шпал асбестовыми листами. Для растапливания снега открытым пламенем применялись портативные и установленные на железнодорожные тележки трав-

сжигатели. В качестве еще одного метода борьбы со снегом и льдом на стрелках использовались встроенные между шпалами паровые трубы внутри перьев стрелки и вокруг них. Этот метод не получил широкого распространения, поскольку оказался неэкономичным (большой расход пара).

Предпринимались попытки установить обогревающие подушки в шпальных ящиках стрелок. Жидкость, температура которой составляла 200°C , циркулировала внутри подушки, что обеспечивало поступление тепла для растапливания снега или льда. В некоторых случаях при размещении инфракрасного обогревателя над стрелкой были получены удовлетворительные результаты. К сожалению, использование всех этих обогревателей ограничено участками, имеющими энергоснабжение.

В качестве меры по борьбе со снегом и льдом испытывались переносные и стационарные установки сжатого воздуха. Переносные установки обычно представляют собой систему труб, предназначенных для подачи сжатого воздуха. Трубы подводятся к нужным участкам станционных путей и питаются от одного центрального компрессора. Для очистки стрелок от снега применялись также реактивные двигатели и вентиляторы с газовым или дизельным приводом.

Большое число стрелочных обогревателей было сконструировано и опробовано Национальным исследовательским комитетом Канады [18]. Эксперименты, проводившиеся в холодной камере на модели в натуральную величину с системой принудительной конвекции, показали, что для обеспечения работоспособности и удаления снега со стрелки длиной 6,6 м требуется обогреватель мощностью 73 кВт при следующих внешних условиях: интенсивность снегопада 2,5 см/ч, скорость ветра 32 км/ч и температура окружающего воздуха -18°C . В одной из установок использована камера внутреннего сгорания для выработки горячего воздуха. Горячий воздух под действием электрического вентилятора нагнетается через конический переходник в поперечную трубу с распределительными соплами (рис. 18.2). Поскольку для привода вентилятора требуется определенная мощность (1—2 кВт), на удаленных участках, где отсутствует энергоснабжение, требуется установка дополнительного генератора, что сразу переводит конструкцию в разряд неэкономичных. Для того чтобы полностью отказаться от электрического энергоснабжения в этой конструкции, предназначенной для очистки стрелок воздухом, был опробован пульсирующий реактивный обогреватель, работающий на отработанных газах.

Национальным исследовательским комитетом Канады разработано также нетепловое устройство защиты стрелок, в котором для предотвращения попадания снега на стрелки применяется горизонтальная воздушная завеса. В этой системе для привода центробежного вентилятора применен электрический мотор мощ-

ностью 5 кВт, что требует значительно меньших затрат энергии, чем при использовании обогревателей (73 кВт на разогрев и 1—2 кВт на привод вентилятора). Однако воздушная завеса не позволяет удалять уже накопившийся снег и поэтому устройство должно включаться до снегопада или сразу после его начала.

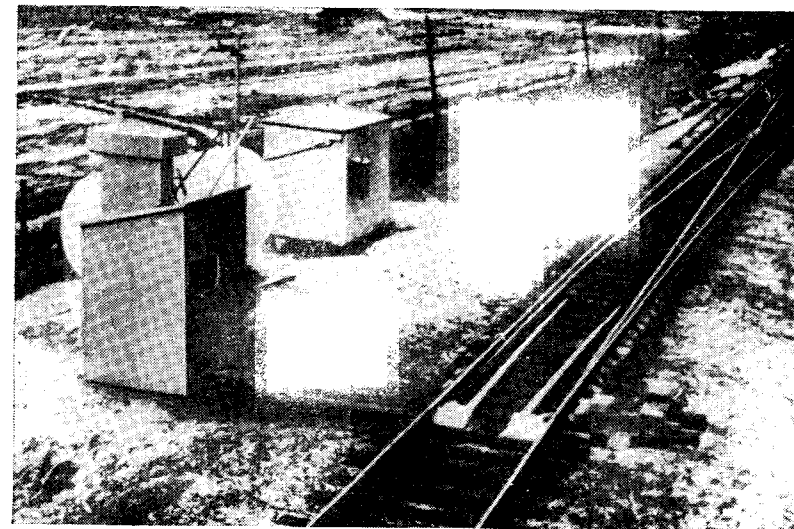


Рис. 18.2. Устройство типа горизонтальной воздушной завесы для защиты стрелок.

Воздух, подаваемый с высокой скоростью от вентилятора в укрытии (слева), создает завесу вдоль рельсов.

На удаленных участках в этом случае требуется установка датчиков регистрации начала снегопада и автоматического переключения системы. В противоположность этому тепловые обогреватели стрелок могут очищать их после выпадения снега.

При использовании тепловых систем для борьбы со снегом и льдом вблизи стрелок необходимо принимать следующие меры предосторожности:

- 1) обеспечить сток талой воды со стрелок, иначе накопление и замерзание этой воды может создать аварийную ситуацию, при которой поезд сойдет с рельсов;

- 2) следить, чтобы горячий воздух и обогреватели открытого пламени не привели к перегоранию поддерживающих стрелки шпал;

- 3) учитывать, что продолжительная работа тепловых систем может вызвать оттаивание поддерживающего стрелку балласта; при этом будет наблюдаться различная осадка на обогреваемых и необогреваемых участках железнодорожного полотна.

Железнодорожные переезды

В местах пересечения автомобильных и железных дорог необходимо следить, чтобы желоб между путевым рельсом и контррельсом не забивался уплотненным снегом. С этой целью до сих пор применяется ручная очистка при помощи кайла, лопаты и щетки, однако значительно уменьшить долю ручного труда позволило использование передвижных щеточных и пневматических снегоочистителей, а также методов химического удаления снега. Недавно разработанный метод предотвращения образования плотного снега заключается в укладке эластичного материала вдоль рельсов на их высоту. При прохождении реборд колес материал продавливается, а затем вновь восстанавливает свою форму, что препятствует накоплению снега [9].

Тоннели и галереи

Зимняя эксплуатация тоннелей обычно не представляет серьезных проблем. Если у свода формируются ледяные образования, их обычно сбивают вручную с рабочей дрезины. Внутри тоннеля должен быть хороший сток, иначе просачивающиеся воды будут застаиваться и замерзать. Противолавинные галереи — это своего рода искусственные тоннели, сооружаемые в горных районах в местах частого схода снежных лавин. Строительство галерей оправдано в том случае, когда применение всех иных способов защиты железнодорожного полотна от снега и снежных лавин невозможно или требует слишком больших затрат. При строительстве галерей примыкающая к нижележащему склону сторона обычно остается открытой, что уменьшает затраты на строительство, облегчает снегоочистку и другие эксплуатационные работы, а также позволяет пассажирам любоваться пейзажем. Первое время галереи строились из дерева; современные галереи чаще всего строят из железобетона.

Механизированное оборудование

Оборудование на подвижном составе

Небольшие отложения снега могут расчищаться вспомогательными плугами, навешиваемыми спереди локомотива. Такие плуги снимают снег только до высоты рельсового пути, поэтому для расчистки снега между рельсами необходимо использовать специальный плуг — флангер. Флангер — это стальное лезвие, очищающее межрельсовое пространство ниже путевого рельса для обеспечения беспрепятственного движения реборд колес. Снего-

очиститель с флангерами очищает от снега межрельсовое пространство и узкие полосы с внешней стороны рельсов (рис. 18.3). Оператор следит за положением флангеров и приподнимает их при подходе к стрелкам и переездам.

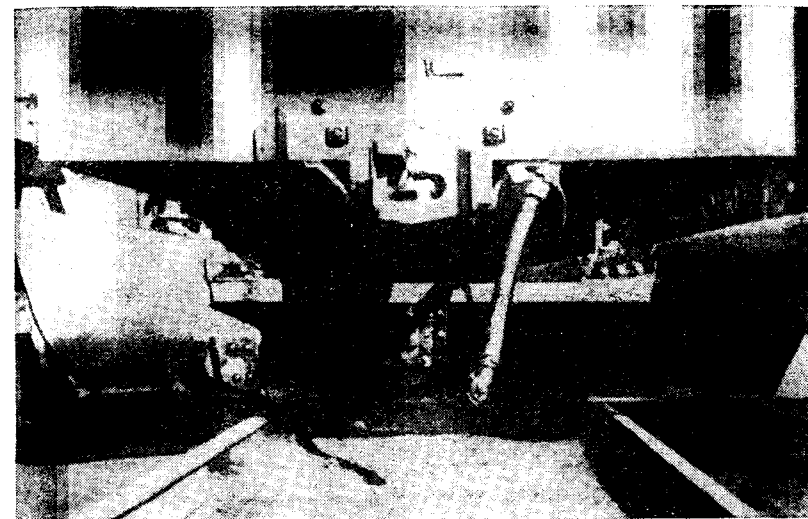


Рис. 18.3. Флангер.

Лезвия навешены под днищем флангерного снегоочистителя.

При наличии мощных снежных отложений, которые не поддаются расчистке флангерами, применяются клиновидные плужные или роторные снегоочистители. Стоимость эксплуатации таких плугов невелика, поэтому их стараются использовать всякий раз, когда имеется возможность расчистки со скоростью 50—65 км/ч. При такой скорости снег отбрасывается на достаточное расстояние от железнодорожных путей и не осыпается обратно на расчищенный путь. Обычно снегоочистку проводят двумя локомотивами в сцепке, поскольку одиночные локомотивы при работе часто застревают. При этом руководствуются основным принципом: снегоочистительные работы должны проводиться постоянно во избежание нарушения движения поездов. Остановившийся поезд способствует формированию новых заносов, что препятствует восстановлению работоспособности железнодорожной линии (Джордан, личное сообщение).

Клиновидный плуг сконструирован с таким расчетом, чтобы он мог срезать слой снега плоскостью, наклоненной под относительно небольшим углом к горизонтали, приподнимать его вверх и отбрасывать в стороны. Однопутный плуг симметричен и отбра-

сывает снег в обе стороны (рис. 18.4); двухпутный — аналогичен одноотвальному автомобильному плужному снегоочистителю и может отбрасывать снег только вправо (в Северной Америке), что предотвращает отсыпку убираемого снега на соседний путь (рис. 18.5). Для расширения проходов на снегоочистители сбоку

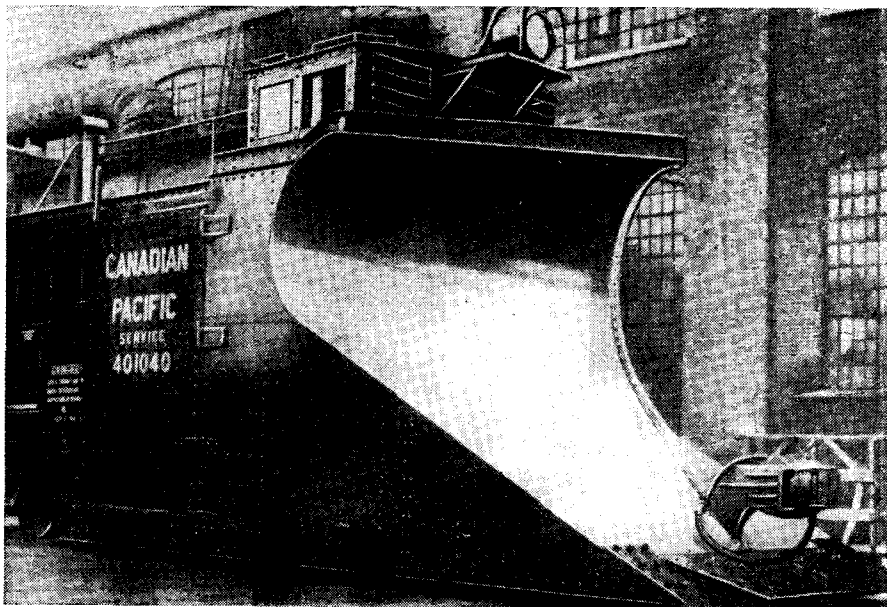


Рис. 18.4. Однопутный клиновидный плужный снегоочиститель, отбрасывающий снег в обе стороны.

Небольшой наклон плоскости ножа плуга по отношению к горизонтالي способствует возникновению сил, направленных вниз, что уменьшает вероятность схода снегоочистителя с рельсов.

навешивают крылья. Клиновидный плужный снегоочиститель с крыльями называется по имени изготовителя снегоочистителем Рассела [17].

Роторные снегоочистители применяются для расчистки очень мощных или очень твердых снежных отложений, которые не удастся расчистить клиновидными плужными снегоочистителями на оптимальной скорости. Роторные снегоочистители приводятся в действие электрическими моторами. Работа снегоочистителя обеспечивается двумя дизельными локомотивами: один требуется для выработки электроэнергии и снабжения ею ротора, другой — для создания тяги. Расчистка мощных снежных заносов производится довольно медленно, обычно со скоростью около 8 км/ч. Снег отбрасывается далеко за пределы полосы расчистки, однако после прохода снегоочистителя образуется траншея с прямыми

вертикальными стенками. В условиях метелевого переноса траншеи такой формы будут интенсивно заноситься снегом. По этой причине необходимо срезать образовавшиеся высокие стенки снега. Для этой цели часто применяется уширитель вместе с клиновид-

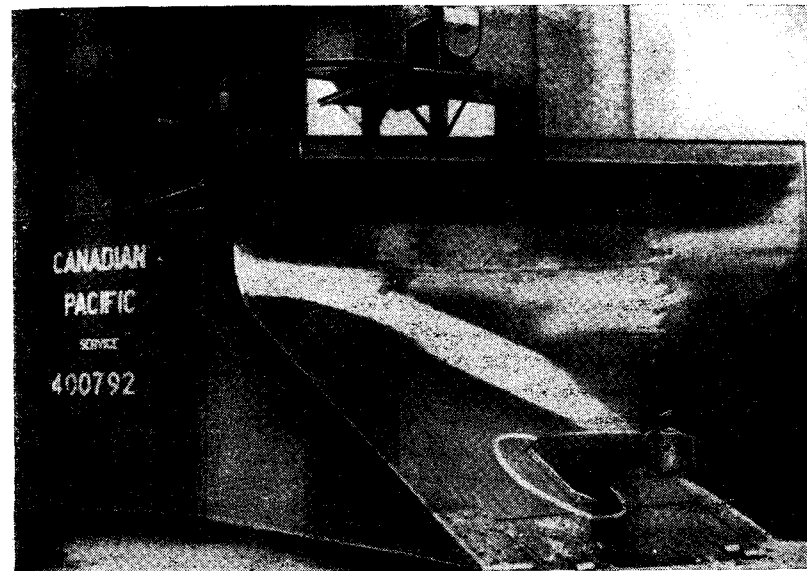


Рис. 18.5. Двухпутный клиновидный плужный снегоочиститель. Для расширения расчищаемой полосы снегоочиститель имеет боковое крыло.

ным плугом, либо планировщиком разных типов. Уширитель похож на двухотвальный плуг, развернутый на 180° , так что размах боковых крыльев максимален в передней части плуга. Уширитель буксируется за локомотивом и срезает стенки траншеи, оставляя снег по центру колеи. Этот снег отбрасывается или сдвигается в сторону после прохода планировщика или клиновидного плуга. Поскольку рабочая скорость уширителя составляет 8—16 км/ч, а плуга — 50—65 км/ч, требуется тщательное планирование графика работ во избежание наезда плужного снегоочистителя на уширитель. По возможности уширитель следует пропускать только в одном направлении; при этом должно срезаться столько снега, сколько это можно сделать за один проход. В тех случаях, когда необходимо осуществлять повторные проходы при работе в мощных заносах, необходима крайняя осторожность при определении местоположения обоих снегоочистителей в течение всего периода расчистки (Джордан, личное сообщение).

Планировщик первоначально был создан для отсыпки и профилирования балласта и полосы отвода. Однако это оборудование является многоцелевым и часто применяется в зимний период. Боковые ножи уширителя, аналогичные боковым крыльям автомобильных снегоочистителей, могут выдвигаться для расчистки полосы шириной до 13,7 м.

Внерельсовое оборудование

Для очистки полосы отчуждения от снега применяются гусеничные бульдозеры, колесные погрузчики с обычной или задней разгрузкой ковша, автогрейдеры, краны с двухчелюстным грейферным ковшом и те же краны с гидравлическим вылетом стрелы. Основным преимуществом такого оборудования служит его экономичность, поскольку эта техника общего назначения может эксплуатироваться в течение всего года. Необходимо проявлять большую осторожность при работе внерельсового оборудования вблизи железнодорожного полотна во избежание опрокидывания рельсов и повреждения шпал. На некоторых железных дорогах применение внерельсового оборудования допускается лишь в качестве крайней меры из-за опасения повреждения путей и высокой стоимости эксплуатации этих механизмов при соблюдении всех мер предосторожности. Основная роль отводится снегоочистительной технике на основе подвижного состава. Гусеничные бульдозеры широко применяются в лавиноопасных районах, поскольку в лавинном снеге часто встречаются крупные скальные обломки и деревья.

На отдельных участках, в особенности в выемках, снежные заносы могут достигать такой мощности, что их расчистка возможна лишь с привлечением специализированного оборудования (тяжелых плужных или пневматических снегоочистителей). На таких участках применяются следующие меры: а) при помощи тракторов и скреперов расширяется полоса расчистки и выполаживаются откосы снежной траншеи; б) выкорчевываются деревья и кустарники, способствующие формированию снежных заносов в пределах полосы отвода; в) с наветренной стороны от полосы отвода создаются снежные валы; пространства между валами могут периодически расчищаться для поддержания снегозадерживающего эффекта; г) с наветренной стороны от расчищаемых путей устанавливаются снегозадерживающие заборы. Установка снегозадерживающих заборов обычно производится только на тех участках, где их использование оказывается экономически более оправданным, чем снегоочистка. При установке заборов в пределах полосы отвода они размещаются на расстоянии 60 м с наветренной стороны от уреза выемки; при этом высота забора обычно равняется 2,4 м. В других случаях, когда заборы должны быть установлены за пределами полосы отвода, требуется полу-

чение разрешения на установку заборов от землевладельца, либо на дополнительный отвод земли для расширения полосы. В отдельных случаях применяются стандартные переносные снегозадерживающие щиты высотой 1,2 м с деревянной обрешеткой.

АВТОМАГИСТРАЛИ

История вопроса

Снегоочистка — это необходимая операция, обеспечивающая массовые бесперебойные перевозки людей и грузов в зимний период. Широкое распространение грузовых и легковых автомобилей в начале века сопровождалось повышением требований к снегоочистке дорог с целью обеспечения проезда автомобилей в зимние месяцы.

Первые упоминания о зимнем содержании автомобильных дорог в Северной Америке относятся к 1918 и 1919 гг. [11]. Первоначально зимнее содержание заключалось в расчистке дорожного полотна от снега и обработке обледенелых участков дороги при помощи абразивов (обычно песка или золы) для уменьшения скольжения. Однако применение абразивов имело следующие основные недостатки:

- а) высокую стоимость обработки абразивами;
- б) удаление песка и золы (основные типы абразивов) с полотна дороги при движении транспорта;
- в) необходимость ежедневно разбрасывать абразивы на участках дороги с интенсивным транспортным движением.

Кучи запасаемых абразивов, влажных в результате выпадения дождей, могут зимой промерзать на значительную глубину. Для предотвращения замерзания, а также для «укрытия» куч абразивы часто смешиваются с хлоридами натрия или кальция. Как показывает опыт, химическая обработка абразивов повышает эффективность борьбы со снегом и льдом [14]; при использовании необработанных абразивов достигается только лучшее сцепление с поверхностью. Увеличение содержания химиката в смеси повышает скорость удаления снега или льда приблизительно прямо пропорционально количеству добавляемого химиката [5].

Эффективным методом удаления снега и льда оказалось использование хлорида натрия без абразивов (см. главу 14). Было установлено, что этот химикат способствует очень быстрому растапливанию снега и льда. Применение одних химикатов обычно оказывается дешевле, чем использование химически обработанных абразивов. Кроме того, поскольку химикаты не сносятся с дороги, при ясной холодной погоде нет необходимости в ежедневном их применении.

Совершенствование снегоочистительных работ в разных районах имело свои особенности. В районах с сильным метелевым переносом начиная с 1930-х годов начали широко применяться гусеничные тракторы, тяжелые автогрейдеры и полноприводные тяжелые грузовые автомобили с навешенными на них плугами.

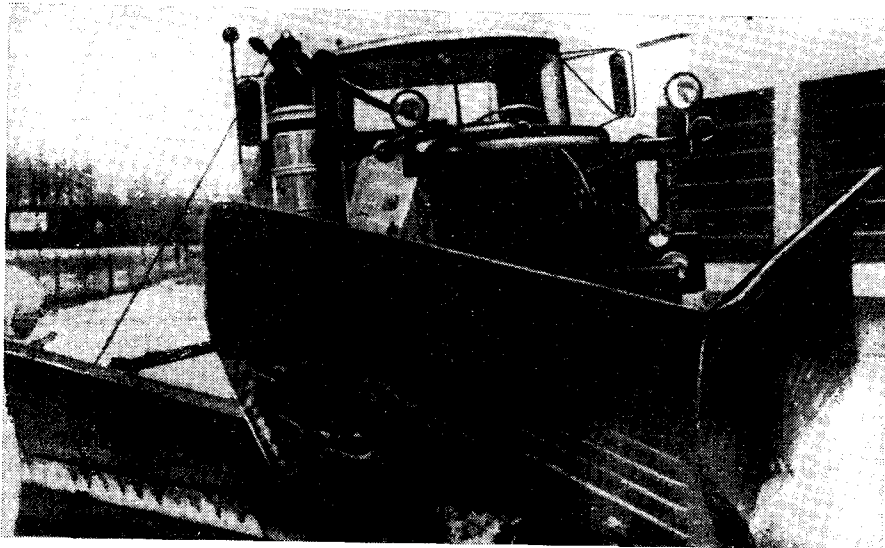


Рис. 18.6. Полноприводной грузовой автомобиль с навешенным двухотвальным плугом. (Фотография принадлежит Министерству транспорта и коммуникаций провинции Онтарио.)

Эта техника используется при снегоочистке и в настоящее время. На базовую машину обычно навешивается двухотвальный плуг и снег отбрасывается на обе обочины дороги (см. рис. 18.6). При наличии снегозащитных сооружений метелевый перенос снега не создает серьезных трудностей для движения транспорта и в качестве основного типа снегоочистительной техники применяется грузовой автомобиль массой в снаряженном состоянии от 10 000 до 18 000 кг с навешенным одноотвальным плугом, отбрасывающим снег на одну обочину дороги (рис. 18.7).

Способы снегоочистки в разных районах различаются и зависят от повторяемости случаев метелевого переноса и объема переносимого снега, а также в меньшей степени — от температуры окружающего воздуха.

При температуре выше -18°C и отсутствии интенсивного метелевого переноса комплексная программа применения абразивов, химикатов и механических средств снегоочистки может обеспечивать поддержание дорожных покрытий чистыми от снега и льда

в течение большей части зимы. Снегоочистители работают во время метелей с целью тщательной очистки покрытий от снега; если возникает необходимость, производится обработка дороги химикатами с тем, чтобы транспортный поток мог отбросить талую водоснежную смесь за пределы полотна.

На ровной и слегка холмистой местности порядок снегоочистительных работ часто определяется характером метелевого пере-

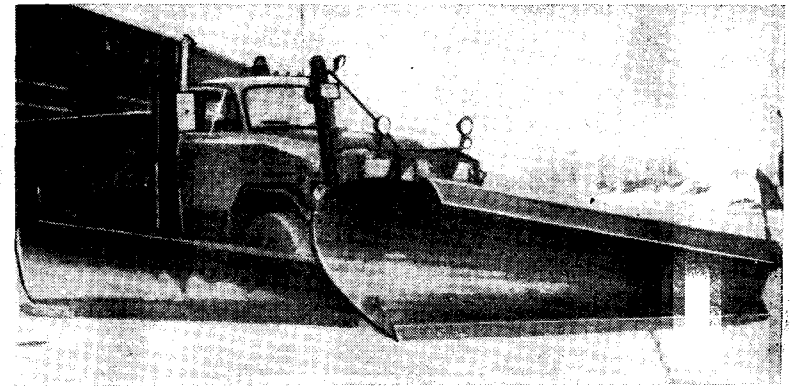


Рис. 18.7. Грузовой автомобиль с одноотвальным плугом. (Фотография принадлежит Министерству транспорта и коммуникаций провинции Онтарио.)

носа. В таких районах при снегопадах с сильным ветром могут образовываться снежные заносы, так что большое число дорог в городской и сельской местности становятся непроходимыми и оказываются закрытыми для транспорта до тех пор, пока ни будут расчищены.

Практические приемы снегоочистки (и борьбы со льдом на дорогах) существенно различаются и в разных географических районах. Механическая снегоочистка служит основным методом борьбы со снегом на дорогах Северной Америки. Применение химикатов наиболее эффективно на Британских островах, где основные проблемы возникают при слабых снегопадах или образовании тонких слоев льда в результате конденсации и замерзания воды на дорогах.

В программе зимнего содержания дорог особое внимание должно уделяться проблеме безопасности при движении транспорта по дорогам. Дорога должна быть закрыта до тех пор, пока не будут обеспечены требования безопасности. На автомагистралях с большой интенсивностью высокоскоростных транспортных потоков требования безопасности движения включают в себя условие содержания дорожного покрытия в очищенном состоянии. До-

пускается движение малой интенсивности по обработанному абразивами снежному накату, однако в этом случае требуется ограничение скорости движения автомобилей до умеренной.

Сцепные характеристики

Специалисты по автомобильному транспорту использовали большое число методов, чтобы повысить сцепление и уменьшить скольжение на снежной или ледяной поверхности. Всеобщее распространение получили шины со специальным рисунком протектора для снега, шипованные покрышки, стальные цепи противоскольжения и разбрызгиватели химических реагентов. Разработка новых методов улучшения сцепления осложняется требованием обеспечения ровного плавного движения автомобиля по скоростным очищенным шоссе.

Снеговые шины и шипованные покрышки

Для улучшения сцепления были созданы шины со специальным рисунком протектора. Согласно подсчетам, в зимние месяцы 60 % легковых автомобилей Канады имеют на ведущей оси снеговые шины. Открытый рисунок протектора этих шин и значительная его глубина на внешних краях шин способствуют улучшению сцепления в рыхлом снегу при достаточном их погружении в снег. При открытом рисунке протектора в случае движения автомобиля по очищенному покрытию с большой скоростью снеговые шины производят шум. Поскольку шины с глубокими выступами протектора нагреваются при движении с большой скоростью, их обычно снимают с автомобилей на летний период.

Как показывают испытания, проводившиеся в Европе [15], шины, изготовленные из натурального, а не синтетического каучука, характеризуются лучшим сопротивлением заносу в условиях низких температур, причем качество их оказывается еще выше, если они изготовлены из натурального каучука с добавками сажи и нефти. Однако испытания, проводившиеся в Канаде [8], не показали сколько-нибудь заметного сокращения тормозного пути на чистом или посыпанном песком льду или улучшения стартового сцепления шин, имевших протектор из натурального каучука.

Впервые вольфрамовые шипы, выступающие над рисунком протектора, начали использоваться в скандинавских странах в конце 1950-х годов; в Канаде они нашли широкое применение в середине 1960-х годов. Доля легковых автомобилей, оснащенных шипованными покрышками, возросла в провинции Онтарио с 2 % зимой 1966-67 г. до 32 % в 1969-70 г.; позднее власти провинции объявили о запрещении использования шипованных покрышек после зимнего сезона 1970-71 г. в связи с тем, что под действием шипов

быстрее изнашивались шоссейные покрытия. К 1970 г. в некоторых районах провинции Квебек и провинций, расположенных на Атлантическом побережье, до 50 % автомобилей были оснащены шипованными покрышками. Как показали испытания, использование шипованных покрышек позволяет сократить тормозной путь и улучшить стартовое сцепление на чистом льду и укатанном снеге [20]. Такие шины наиболее эффективны при температурах покрытий чуть ниже 0 °C и менее эффективны при более низкой температуре (см. рис. 18.8 и 18.9). Хотя установка шипованных покрышек на все четыре колеса способствует сокращению тормозного пути по сравнению с тормозным путем автомобиля с двумя шипованными покрышками на колесах одной из осей, большая часть владельцев автомобилей устанавливают такие шины только на колеса ведущего моста.

Увеличение сцепления при использовании шипованных покрышек прямо пропорционально числу шипов и их концентрических рядов на поверхности протектора. После пробега в 16 000 км эффективность шипов покрышек снижается. По данным наблюдений за 10-летний период (с 1960 по 1969 г.), Смит и Шонфельд [19] считают, что применение шипованных покрышек на легковых автомобилях высокого класса приводит к ускоренному изнашиванию шоссейных покрытий, в особенности на участках интенсивного транспортного движения. Этот ущерб особенно заметен на перекрестках, вблизи светофоров и на въездах на скоростные магистрали.

Характер изнашивания шоссейных покрытий зависит от твердости заполнителя покрытия. Если в покрытии содержится мягкий заполнитель, наблюдается довольно однородное изнашивание в течение всего срока службы полотна. Если же в бетонном или асфальтовом покрытии содержится твердый заполнитель, шины изнашивают мягкую основу и выбивают крупные частицы заполнителя. Износостойкость покрытий при этом может быть повышена путем увеличения содержания каменного материала и увеличения твердости заполнителя. Ясно, что стоимость замены или ремонта изношенного шипами покрытия чрезвычайно высока. Кроме того, изношенные дороги становятся небезопасными для вождения в условиях гололеда или наличия влаги на покрытии. Образующиеся в процессе изнашивания глубокие колеи в летний период собирают воду и способствуют возникновению эффекта гидропланирования; в зимних условиях в этих колеях образуется лед, и такие участки характеризуются буксованием и заносом автомобилей.

Интенсивное применение шипов на очищенных покрытиях может способствовать быстрому изнашиванию линий дорожной разметки. В особенности это касается извилистых дорог, где автомобили часто пересекают разделительную линию. Серьезная угроза безопасности движения возникает в тех случаях, когда

линии дорожной разметки становятся неразличимыми. Это особенно существенно в зимний период, когда линии разметки не-

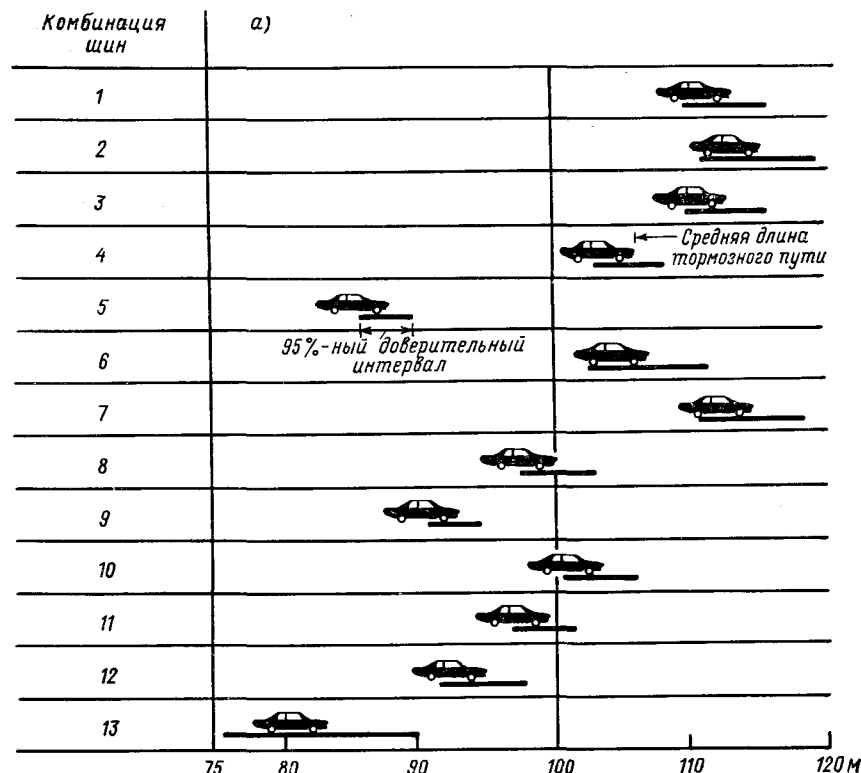


Рис. 18.8. Длина тормозного пути при различных комбинациях

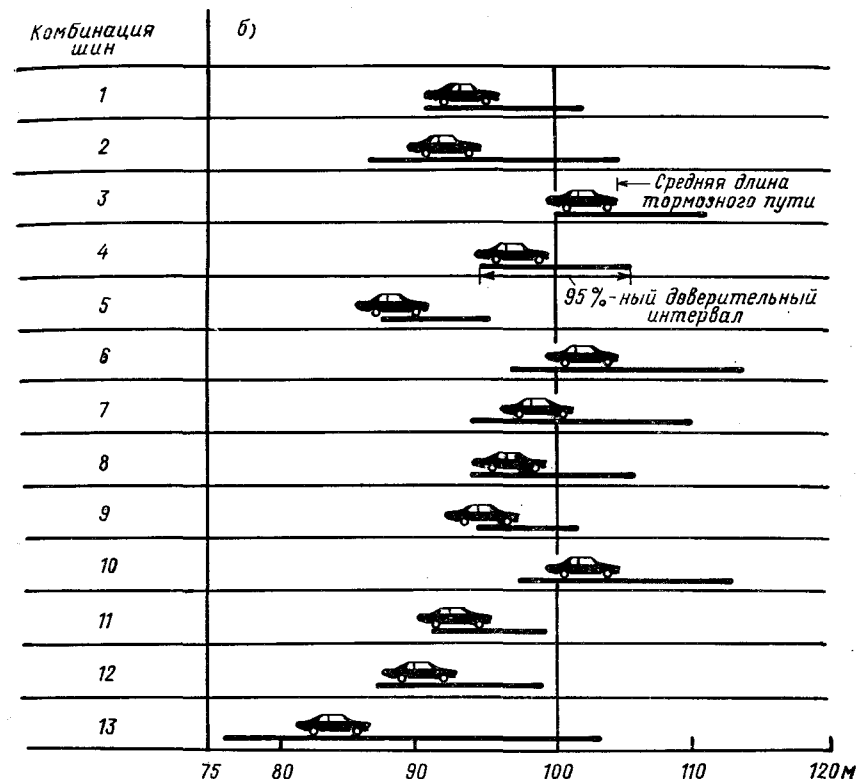
1 — обычные шины для шоссе на четырех колесах; 2 — синтетические снеговые шины шипованные синтетические снеговые шины только на задних колесах; 5 — шипованные каучука только на задних колесах; 7 — снеговые шины из натурального каучука на задних колесах; 9 — шипованные снеговые шины из натурального каучука на четырех задних колесах; 11 — шипованные снеговые шины с регулируемой высотой шипов на скольжения) только на задних колесах; 13 — цепи противо-

возможно быстро обновить. В связи с большим ущербом, причиняемым шипованными покрышками дорожным покрытиям, во многих районах Канады и на севере США использовать такие шины запрещено.

Цепи противоскольжения и другие съемные устройства

Цепи противоскольжения, надеваемые на шины, уже много лет применяются для улучшения стартового и тормозного сцепления на покрытых снегом или льдом дорожных покрытиях. На льду или

уплотненном снеге при использовании цепей противоскольжения тормозной путь оказывается обычно меньше тормозного пути сне-



шин на чистом льду при температуре -1°C (а) и -18°C (б) [16].

только на задних колесах; 3 — синтетические снеговые шины на четырех колесах; 4 — синтетические снеговые шины на четырех колесах; 6 — снеговые шины из натурального каучука на четырех колесах; 8 — шипованные снеговые шины из натурального каучука только на колесах; 10 — шипованные снеговые шины с регулируемой высотой шипов только на четырех колесах; 12 — эластичное приспособление к шинам (резиновые цепи противоскольжения из закаленной стали только на задних колесах).

говых шин. Цепи противоскольжения обеспечивают также лучшее стартовое сцепление на укатанном снегу.

Цепи противоскольжения из закаленной стали производят большой шум, поэтому их необходимо снимать при движении автомобиля по очищенным покрытиям. Было выпущено несколько типов резиновых цепей противоскольжения. Установка таких цепей проще, чем стальных; кроме того, благодаря наличию абразивных покрытий на поперечных соединениях обеспечивается лучшее сцепление. Некоторые типы резиновых цепей имеют хорошие эксплуатационные характеристики, однако срок их службы невелик [16].

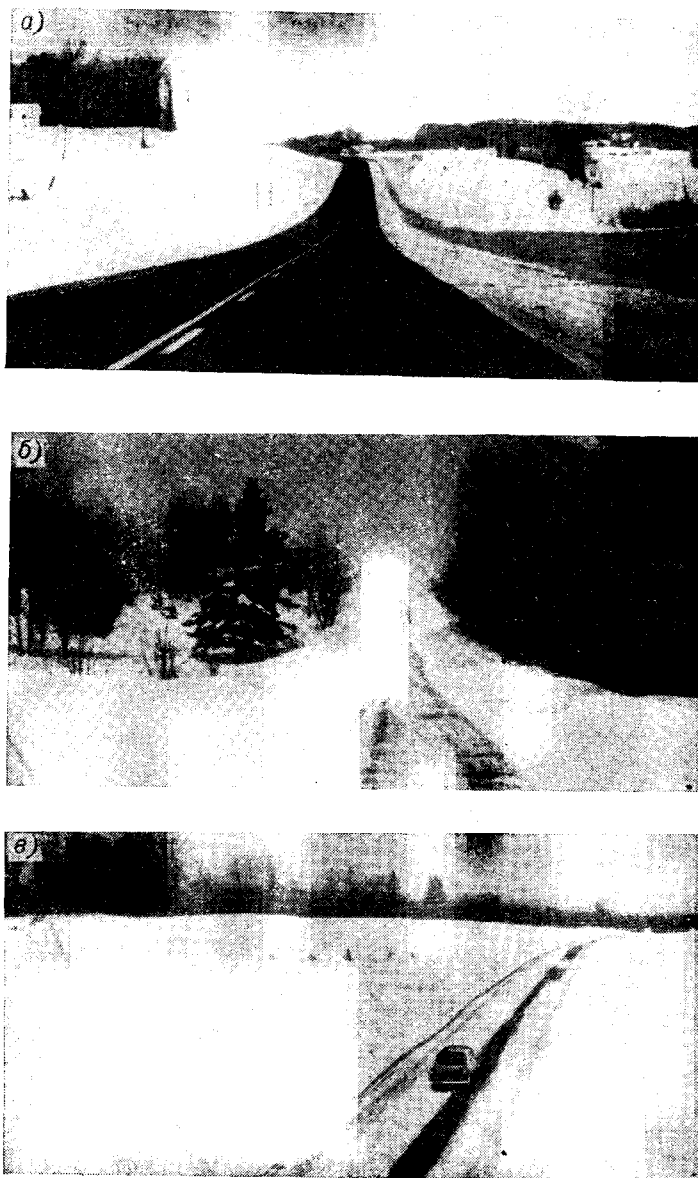


Рис. 18.9. Очистка автомобильных дорог от снега в зависимости от категории содержания в провинции Онтарио. (Фотография принадлежит Министерству транспорта и коммуникаций провинции Онтарио.)

а — чистое покрытие, б — очищенная центральная часть покрытия, в — снежный накат.

Прочие методы

В результате запрета на использование шипованных покрышек был разработан ряд других методов улучшения сцепления на покрытых снегом и льдом дорогах. Сюда относятся покрышки с шипами, способными втягиваться в протектор при изменении давления в шинах, химические реагенты для обработки шин с целью увеличения стартового сцепления, а также приспособления различных типов, которые устанавливаются на шины и снимаются с них вручную.

Шины с радиальным кордом

В настоящее время шины с радиальным кордом широко используются во всем мире, включая Северную Америку. Эти шины имеют лучшие сцепные характеристики в сравнении с шинами со смещенным кордом, поскольку на покрытых снегом или льдом дорогах они лучше контактируют с дорожной поверхностью [6], а распределение давления на грунт по поверхности протектора более однородно. На уплотненном снегу, однако, преимущество имеют шины со смещенным кордом, поскольку высокое давление под выступами протектора способствует вдавливанию шин и сцеплению их со снежным покрытием.

Рисунок протектора шин с радиальным кордом может быть более глубоким, чем у шин со смещенным кордом; срок службы протектора при этом не сокращается. Шины с глубоким рисунком протектора характеризуются лучшим сцеплением в условиях мощного плотного снежного покрова. Кроме того, прогиб протектора шин с радиальным кордом меньше и, следовательно, сцепление лучше; при большом прогибе протектора снежные выступы работают на боковой срез, в результате чего сцепление уменьшается.

Выводы

В определенных условиях снеговые шины обеспечивают значительное увеличение сцепления. Тем не менее даже при использовании снеговых шин интенсивные транспортные потоки постепенно уплотняют снег и формируют скользкую поверхность, которая существенно образом снижает пропускную способность автомагистралей. Единственным реалистичным решением проблемы улучшения сцепления и уменьшения опасности движения транспорта при наличии снега на дорогах служит полное или частичное удаление снега с дорожного полотна. На рис. 18.8 представлены данные о длине тормозного пути на чистом льду при различных комбинациях шин для двух разных температур. При анализе рисунков обратите внимание, что длина тормозного пути всех снеговых шин

за исключением шипованных покрышек и шин с цепями противоскольжения оказывается на чистом льду при температуре -1°C значительно больше, чем при температуре -18°C .

Методика проведения работ по очистке от снега и борьбе со льдом¹

С точки зрения владельца автомобиля снегоочистка и борьба со льдом на дорогах — наиболее важные работы по зимнему содержанию автомобильных дорог. В качестве примера, подтверждающего эту точку зрения, сошлемся на практику провинции Онтарио, где более половины ресурсов, выделяемых Министерством транспорта и сообщений на содержание дорог, расходуется на очистку от снега и борьбу со льдом. Основным критерием, определяющим расходование такого количества ресурсов, служит безопасность водителей и пассажиров автомобилей, а также требование обеспечения бесперебойного движения транспорта.

Любая организация, занимающаяся вопросами содержания автомобильных дорог, должна затратить значительные усилия на разработку и внедрение мер по борьбе со снегом и льдом, которые согласовывались бы с требованиями, предъявляемыми в отношении защиты окружающей среды. Применительно к провинции Онтарио такие меры в зависимости от категории содержания и конкретных условий окружающей среды изложены в письменном виде и утверждены Министерством трудовых ресурсов в форме инструкции [4]. В зависимости от имеющихся ресурсов, приемлемого уровня текущего зимнего содержания, а также потребностей обеспечения движения транспорта, каждый отрезок сети автомобильных дорог характеризуется одной из четырех основных категорий содержания, которым соответствуют определенные максимально допустимые значения аккумуляции снега в процессе снегопадов. Выделяются следующие категории содержания.

Чистое покрытие, I класс (рис. 18.9 а). Рекомендуется для всех автомобильных дорог с твердым покрытием, где ежедневный транспортный поток достигает 1500 автомобилей и более, для районов южной части Онтарио. В северной части Онтарио число автомобилей сокращается до 1200 в день. При такой категории со-

держания в процессе снегопадов производятся непрерывные работы по снегоочистке, а толщина накапливающегося на дорогах снега не должна превышать 2,5 см. При необходимости используются песок и соль.

Чистое покрытие, II класс. Рекомендуется для всех автомобильных дорог с твердым покрытием, где ежедневный транспортный поток составляет от 500 до 1500 автомобилей для южной части Онтарио и от 400 до 1200 для северной. Непрерывная снегоочистка производится с целью не допустить формирования снежных отложений на дорогах толщиной более 4 см. При необходимости используются песок и соль.

Очищенная центральная часть покрытия (рис. 18.9 б). Рекомендуется для всех автомобильных дорог с твердым покрытием, где ежедневный транспортный поток составляет от 250 до 500 автомобилей для южной части Онтарио и от 200 до 400 для северной. Задача зимнего содержания таких дорог заключается в полной очистке от снега и льда центральной полосы дороги шириной 2—3 м в течение 24 ч с момента окончания снегопада. Снегонакопление во время снегопада не должно превышать на дороге 5 см. Если преобладают благоприятные условия погоды, следует проводить расчистку дороги на всю ее ширину. При необходимости используются песок и соль.

Снежный накат (рис. 18.9 в). Рекомендуется для всех дорог с гравийным покрытием и на всех шоссе, на которых ежедневный транспортный поток не превышает в среднем 250 автомобилей для южной части Онтарио и 200 автомобилей для северной. Допускается наличие постоянного снежного наката, однако снегоочистка должна осуществляться так, чтобы отложения свежевыпавшего снега в любой момент на дороге не превышали 6,5 см. При необходимости используется песок; соль не применяется.

Эксплуатация автомобильных дорог при различных категориях содержания

Ценность любой системы классификации категорий содержания автомобильных дорог определяется преимуществами ее использования в ежедневной практике. Как показывает опыт, выделение различных категорий содержания должно основываться на учете ряда факторов, таких, как тип дороги, средний суточный транспортный поток (ССТП), интенсивность снегопада и толщина слоя свежесвыпавшего снега. В табл. 18.1 представлена классификация категорий зимнего содержания для различных типов дорог и различных значений среднего суточного транспортного потока в зависимости от следующих величин:

1) максимальной интенсивности *I* снегопада, при которой возможна расчистка;

¹ Настоящий параграф написан в основном на материале анализа практики зимнего содержания дорог провинции Онтарио. Программа работ по очистке от снега и борьбе со льдом этой провинции взята в качестве модели для иллюстрации стандартов, процедур и других факторов, требующих учета при проектировании и осуществлении эффективной программы зимнего содержания. В большинстве случаев представленный материал изложен с сокращениями и упрощениями по сравнению с материалом в справочнике, принятом в провинции в качестве официального документа. За дополнительной информацией читатель может обратиться к соответствующим цитируемым источникам.

Таблица 18.1

Классификация различных категорий зимнего содержания [4]

Категории содержания дороги	Тип дороги	ССТП (число автомобилей)	I см/ч	h см	P %	N
Городские скоростные магистрали	Многорядная с разделительной полосой	$>50\,000$	1,9	2,5	98,0	0,047
1_{A_1}	То же	$>10\,000$	1,9	2,5	98,0	0,047
1_A	Без разделительной полосы		1,9	2,5	98,0	0,047
1_{B_1}	Многорядная с разделительной полосой		1,9	2,5	98,0	0,047
1_B		1200—9999 (С)	1,4	2,5	95,0	0,036
		1500—9999 (Ю)				
2		400—1199 (С)	1,4	3,8	95,0	0,024
		500—1499 (Ю)				
3		200—399 (С)	1,0	5,1	90,0	0,013
		250—499 (Ю)				
4		<200 (С)	0,5	5,1	75,0	0,0069
		<250 (Ю)				

Примечание. Буквы С и Ю означают, что число автомобилей относится соответственно к северной и южной части Онтарио.

2) максимально допустимой толщины h накапливающегося на покрытии снега;

3) доли P (%) снегопадов, при которых не происходит превышения максимально допустимой толщины накапливающегося на покрытии снега.

На основе такой информации можно достаточно точно рассчитать необходимое для очистки дороги от снега количество N снегоочистителей, руководствуясь формулой

$$N = l/vh,$$

где l — длина одной полосы движения (км); I — интенсивность снегонакопления (см/ч) в процессе снегопадов, при которых не наблюдается превышение максимально допустимой толщины снега; v — скорость снегоочистки (км/ч); h — максимально допустимая толщина накапливающегося снега (см).

В табл. 18.1 приводятся данные о требуемом количестве N снегоочистителей для очистки 1 км двухрядного шоссе в зависи-

мости от категории содержания дороги, ее типа и среднего суточного транспортного потока (ССТП). В качестве примера использования таких данных рассмотрим случай четырехрядного шоссе с разделительной полосой класса 1_A протяженностью 60 км; эквивалентом этой дороги служит двухрядное шоссе без разделительной полосы того же класса протяженностью 120 км. Согласно таблице, при 98 % всех снегопадов максимально допустимая толщина накапливающегося на дорожном покрытии снега составляет 2,5 см при интенсивности снегонакопления не более 1,9 см/ч и использовании 0,047 снегоочистителей для очистки 1 км двухрядного шоссе. Таким образом, для очистки всего шоссе требуется шесть снегоочистителей. Аналогичные расчеты позволяют рассчитать требуемое количество пескоразбрасывателей.

Параметры суточных транспортных потоков, указанные в табл. 18.1, различаются для дорог северной и южной частей Онтарио. Наблюдения за практикой дорожного движения в зимний период на севере и юге Онтарио показывают, что эти два основных района характеризуются существенными различиями, обусловленными тем, что на севере: а) протяженность пути средней поездки больше; б) средняя температура значительно ниже; в) скорость движения автомобилей обычно бывает более высокой. Кроме того, поскольку в северных районах число населенных пунктов вдоль дорог обычно невелико, несчастные случаи здесь имеют более тяжелые последствия. В силу изложенных причин автомобильные дороги северных районов, которые должны были бы попадать во II и III категории зимнего содержания, часто обслуживаются по I категории.

Руководство по снегоочистке и борьбе со льдом

Обзор практики зимнего содержания дорог в Онтарио свидетельствует о том, что руководители дорожных служб применяют различные методы снегоочистки и борьбы со льдом в зависимости от типа дороги и конкретных характеристик транспортных потоков. Например, при выпадении замерзающего дождя некоторые руководители считают необходимым для обеспечения сцепления на обледенелых покрытиях разбрасывать в достаточном количестве песок; другие предпочитают использовать химические реагенты с тем, чтобы лед удалялся при движении транспорта. С целью обеспечения единых категорий содержания всех дорог со сходными характеристиками транспортных потоков и местных условий была составлена рабочая инструкция [4]. В этом документе содержится обширный перечень указаний по подготовке и эксплуатации песко- и солеразбрасывателей, снегоочистителей, а также рекомендаций по наблюдению за состоянием дорог в течение снегопадов и после их окончания. Наблюдению подлежат дорожные покрытия, железнодорожные переезды, участки разме-

Таблица 18.2

Операции, рекомендуемые для поддержания покрытий в очищенном состоянии в начале снегопада (I), в течение снегопада (II) и после снегопада (III)

Температура, °C	Тип осадков	Дорожные условия	Тенденция температуры	Период	Рекомендуемые операции		
					Снегоочистка	Разбрасывание песка	Разбрасывание соли
< -18	Сухой снег	Накат отсутствует, сухое покрытие	Рост	I	После накопления 1 см снега	После снегоочистки	Нет
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	При необходимости после снегоочистки	Нет
				III	Очистка обочин, подчистка	Только на гололедных участках	Только на гололедных участках
		Падение	Падение	I	После накопления 1 см снега	После снегоочистки	Нет
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	При необходимости после снегоочистки	Нет
				III	Очистка обочин, подчистка	Только на гололедных участках	Нет
		Накат отсутствует, сухое покрытие	Рост	I	После накопления 1 см снега	После снегоочистки	Нет
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	Нет	Нет
				III	Очистка обочин, подчистка	Только на гололедных участках	Только на гололедных участках
-18... -12	Сухой снег	Накат отсутствует, сухое покрытие	Падение	I	После накопления 1 см снега	После снегоочистки	Нет
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	Нет	Нет
				III	Очистка обочин, подчистка	Только на гололедных участках	Только на гололедных участках

Температура, °C	Тип осадков	Дорожные условия	Тенденция температуры	Период	Рекомендуемые операции		
					Снегоочистка	Разбрасывание песка	Разбрасывание соли
-18... -12	Сухой снег	Имеется снежный накат	Рост	I	Через 1/2 часа после разбрасывания соли	Нет	До накопления 0,5 см снега
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	После снегоочистки	При необходимости после снегоочистки
				III	Очистка обочин, подчистка	Только на гололедных участках	Только на гололедных участках
		Падение	Падение	I	После накопления 1 см снега	После снегоочистки	Нет
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	После снегоочистки	Нет
				III	Очистка обочин, подчистка	Только на гололедных участках	Нет
		Накат отсутствует, сухое покрытие	Рост	I	После накопления 1 см снега	Нет	Нет
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	Нет	Нет
				III	Очистка обочин, подчистка	При необходимости после снегоочистки	Только на гололедных участках
-12... -7	Сухой снег	Накат отсутствует, сухое покрытие	Падение	I	После накопления 1 см снега	Нет	Нет
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	Нет	Нет
				III	Очистка обочин, подчистка	При необходимости после снегоочистки	Только на гололедных участках

Температура, °C	Тип осадков	Дорожные условия	Тенденция температуры	Период	Рекомендуемые операции	
					Снегоочистка	Разбрасывание песка Разбрасывание соли
> -7	Влажный снег	Имеется снежный накат	Рост	I	Через 1/2 часа после разбрасывания соли	Нет До накопления 0,5 см снега
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	Только на гололедных участках При необходимости после снегоочистки
				III	Очистка обочин, подчистка	Нет Только на гололедных участках
		Падение	Падение	I	Через 1/2 часа после разбрасывания соли	Нет До накопления 0,5 см снега
				II	Постоянно до полной очистки покрытия	При необходимости после снегоочистки
				III	Очистка обочин, подчистка	Нет Только на гололедных участках
		Возможность образования гололеда, влажное покрытие	Рост	I	Нет	Нет При появлении гололеда
				II	Нет	Требуется Требуется
				III	Удаление снежной каши	Только на гололедных участках Только на гололедных участках
> -7			Падение	I	Нет	Нет При появлении гололеда

Температура, °C	Тип осадков	Дорожные условия	Тенденция температуры	Период	Рекомендуемые операции	
					Снегоочистка	Разбрасывание песка Разбрасывание соли
При любой температуре	Не выпадают	Наличие снежного наката или льда	Рост Падение	II	Нет	Требуется Требуется
				III	Удаление снежной каши	Только на гололедных участках Нет
				III	Постоянно до полной очистки покрытия	При необходимости При температуре выше -18°C
	Не выпадают	Снежные заносы	Рост	III	Постоянно до полной очистки покрытия	Только на гололедных участках
				III	Постоянно до полной очистки покрытия	Нет Только на гололедных участках
				III	Постоянно до полной очистки покрытия	Только на гололедных участках Нет
	Выпадают		Падение	III	Постоянно до полной очистки покрытия	Только на гололедных участках Нет
				III	Постоянно до полной очистки покрытия	Только на гололедных участках Нет
				III	Постоянно до полной очистки покрытия	Только на гололедных участках Нет

Примечания: 1. В зависимости от конкретных условий в большинстве случаев следует придерживаться рекомендуемых операций, тем не менее в некоторых случаях может потребоваться отказ от приведенной схемы. 2. Не рекомендуется разбрасывать соль во время или после снегопадов в ночные часы (до 5 ч утра).

щения почтовых ящиков и электрооборудования, а также условия стока талой воды на обочинах дорог. Кроме того, в рабочей инструкции изложен порядок сообщений о типе выпадающих осадков, видимости, состоянии дорожного покрытия, направлении и скорости ветра и тенденции изменения температуры. По сути этот документ обеспечивает всех инспекторов и руководителей дорожных служб набором рекомендаций, позволяющих осуществить единый подход к очистке дорог от снега и борьбе со льдом в конкретных условиях каждого снегопада.

В табл. 18.2 представлена информация, которая используется при планировании работ по снегоочистке и разбрасыванию песка и соли с целью полной очистки дорожных покрытий. Выбор основных типов работ определяется: а) температурой и тенденцией ее изменения; б) типом выпадающих осадков (например, сухой снег, дождь и т. д.); в) характером дорожного покрытия, наличием снежного наката и т. д.; г) стадией снегопада.

Практический опыт использования итоговой настенной карты множественного выбора (табл. 18.2) свидетельствует о ее ценности при выборе типа работ.

Особые случаи

Снегоочистка и борьба со льдом на больших мостах

Пролеты мостов большой протяженности, как приподнятые над окружающей местностью, так и расположенные на одном уровне с ней, характеризуются особыми проблемами снегоочистки и борьбы со льдом. На возвышающихся над окружающей местностью мостах при сильных ветрах могут формироваться мощные заносы, что обусловлено геометрией структурных элементов моста и наличием выступающих осветительных приборов. Для обеспечения безопасного и бесперебойного движения транспортного потока крайне важно использовать систему регистрации и передачи данных о состоянии дорожного покрытия (толщине снега, наличии заносов, гололеде и т. д.). Информация о состоянии мостовых покрытий обычно поступает от общественных, полицейских или эксплуатационных служб и направляется инспектору, который принимает решение о необходимости проведения соответствующих операций.

С началом выпадения снега на мостах производится разбрасывание абразивов типа песка с добавками химических реагентов, содержащихся в количестве, достаточном лишь для предупреждения смерзания песка в кучах при хранении. Поскольку хлориды натрия и кальция вызывают коррозию стальных конструкций и разрушение бетона, использовать их в целях удаления снега на мостах нежелательно. Когда снегонакопление оказывается до-

статочным, чтобы можно было начать снегоочистительные работы, снег сгребается в валы по центру или обочинам проезжей части и затем загружается в грузовики для вывоза на свалки. Снег нельзя сбрасывать с обочин моста, поскольку он может упасть на дорожное полотно нижнего уровня, нанести травму пешеходу, причинить ущерб автомобилям и прочему имуществу и т. п. Снег, содержащий большое количество твердых частиц и химических реагентов, может наносить ущерб окружающей среде, если его сваливать непосредственно в водоемы.

Собранный в процессе очистки больших мостов снег отвозится на подготовленные участки, которые расположены достаточно далеко от водоемов. На таких участках в ходе снеготаяния талая вода медленно стекает, оставляя твердый нерастворимый осадок на месте, что облегчает его последующее удаление.

Снегоочистка на сложных дорожных пересечениях

Особые трудности могут возникнуть при снегоочистке участка пересечения двух дорог, расположенных на разных уровнях. Например, на таком пересечении одна из дорог может быть чуть приподнята, а другая — врезана ниже уровня окружающей местности. В условиях метелевого переноса на нижней дороге следует ожидать формирования сильных заносов. Подобным же образом и иные объекты, например мостовые пересечения, могут характеризоваться сильной снегозаносимостью с подветренной стороны каждого моста. Толщина снежных заносов может превышать 1 м в зависимости от условий снегопереноса и планировки мостового пересечения. Перечисляемые ниже рекомендации по проектированию и строительству позволяют частично решить некоторые проблемы, связанные со снегом, на участках сложных пересечений [21].

Ориентация насыпей и объектов. Если имеется возможность выбора ориентации, продольные оси объектов и основных препятствий следует располагать параллельно направлению преобладающих ветров. Это позволяет уменьшить снегозаносимость препятствий.

Откосы насыпей, дороги в насыпях и выемках. Снегозаносимость вблизи насыпи может быть уменьшена в результате выполнения откосов насыпей до наклона 0,05. При наличии выполненных откосов метелевый снег не образует снежных заносов на проезжей части дороги.

Снегосборные устройства. Снегозадерживающие сооружения (заборы, щиты) служат очень эффективным средством, позволяющим задержать снег на подходе к участку дорожных пересечений.

Анализ при проектировании дорожных развязок. Проектируемые сложные дорожные развязки на открытой ветрам заснежен-

ной местности должны анализироваться с точки зрения их снегозаносимости и планирования необходимых мер защиты. Подобный анализ обычно сопровождается испытанием моделей сооружения в аэродинамической трубе или водном потоке.

Снежная мгла: опасность на автомобильных дорогах

Если движение транспорта по дороге по причине плохой видимости становится небезопасным, необходимо его ограничить. Ухуд-



Рис. 18.10. Снежная мгла. (Фотография принадлежит Министерству транспорта и коммуникаций провинции Онтарио.)

шение видимости зависит от концентрации снега в снеговетровом потоке.

Если вокруг препятствий, таких как деревья или отдельные сооружения, появляются плотные облака метелевого пылеватого снега, развитие крупномасштабной турбулентности может привести к формированию непрозрачного белого облака (рис. 18.10), с появлением которого видимость уменьшается до нуля, т. е. возникает снежная мгла. В условиях снежной мглы при сохранении обычной дистанции водители не видят идущего впереди автомобиля, поэтому вероятность столкновений автомобилей резко возрастает. На дорогах с интенсивным транспортным движением снежная мгла часто сопровождается массовыми авариями с большими человеческими жертвами и материальным ущербом. Обеспечение безопасности в условиях снежной мглы осуществляется только путем полного перекрытия движения; пересекать участок распространения снежной мглы автомобили должны поодиночке.

Долговременные меры защиты от снежной мглы в районах, где это явление распространено широко, включают в себя установку снегозадерживающих заборов и посадку снегозащитных лесополос, уменьшающих количество метелевого снега.

Благодарность

Автор глубоко признателен инженеру Дж. Хью Блейну за помощь в подготовке этого издания.

АЭРОПОРТЫ

Стандарты и требования

Программа контроля за снегом и льдом в аэропортах включает в себя все виды деятельности, направленной на уменьшение и (или) устранение влияния снега и льда на работу аэропортов. Сюда относятся работы по уборке снега при помощи плужных, роторных, пневматических и щеточных снегоочистителей, уплотнение и растапливание снега, установка снегозадерживающих заборов, применение химикатов для борьбы со снегом и льдом и абразивов для улучшения сцепных характеристик покрытий на взлетно-посадочных полосах аэропортов.

Требования к контролю за снегом и льдом в аэропортах определяются типом и количеством обслуживаемых самолетов, а также преобладающими климатическими условиями района. Зимние условия в Канаде меняются от крайне холодных с обильными снегопадами до относительно теплых с умеренными температурами и незначительным распространением или полным отсутствием снега. Активно используемая взлетно-посадочная полоса, прилегающие рулежные дорожки, въезды в ангары и места стоянок самолетов обеспечиваются первоочередным обслуживанием. Прочие участки движения и маневрирования очищаются во вторую очередь согласно эксплуатационным требованиям. За исключением редких случаев особо сильных снегопадов, расчистка взлетно-посадочной полосы шириной 23 м должна быть закончена в международных аэропортах через 30 мин после окончания снегопада; для выполнения этого требования в аэропортах имеется соответствующий штат персонала и парк снегоочистительной техники. Работы по снегоочистке начинаются одновременно с выпадением первого снега. При определении очередности расчистки различных участков аэропорта учитываются следующие факторы:

- 1) тип и объем воздушных перевозок;
- 2) метеорологические условия;
- 3) тип и количество выпадающих осадков;
- 4) преобладающие скорость и направление ветра;
- 5) имеющееся в наличии оборудование для очистки от снега и борьбы со льдом;

б) маршруты движения противопожарных команд.

Ниже описана очередность расчистки различных участков в международных аэропортах. Однако с целью удовлетворения эксплуатационных требований возможны отдельные изменения очередности.

Участки авиаобслуживания (участки, используемые для эксплуатации самолетов и размещения вспомогательных служб)

1. Минимальный участок, который должен постоянно расчищаться во время снегопадов, чтобы обеспечить минимальную пропускную способность аэропорта. В этот участок обычно включаются следующие покрытия:

- а) одна взлетно-посадочная полоса;
- б) одна рулежная дорожка;
- в) достаточное число открытых площадок (не менее 20 % общей площади площадок) для обслуживания прибывающих и вылетающих пассажиров и грузов;
- г) въезды на взлетно-посадочные полосы, рулежные дорожки и открытые площадки;
- д) подъездные дороги от пожарного депо ко всем перечисленным участкам.

2. Участок, который во время снегопадов расчищается таким образом, чтобы в случае изменения направления преобладающего ветра другая взлетно-посадочная полоса могла быть подготовлена к работе в течение короткого периода времени. В этот участок входят следующие покрытия:

- а) вспомогательная взлетно-посадочная полоса;
- б) вспомогательная рулежная дорожка;
- в) въезды на перечисленные взлетно-посадочные полосы и рулежные дорожки;
- г) соответствующие въезды с площадок обслуживания на рулежные дорожки, если они не попали в разряд первоочередной очистки;

д) участок площади обслуживания, необходимый для обеспечения доступа к 20 % площади площадки, расчищенной в первую очередь.

3. Участок, покрытия которого очищаются после окончания снегопада:

- а) дороги аэродромного обслуживания;
- б) обочины взлетно-посадочных полос и рулежных дорожек;
- в) предстартовые участки;
- г) участки глиссады;
- д) прочие аэродромные покрытия, очистка которых необходима для обеспечения работоспособности всего аэродрома.

Участки наземного обслуживания

1. Минимальный участок, который необходимо очистить с целью обеспечения доступа служащих и пассажиров в аэропорт и доступа персонала к основным аэродромным службам (служ-

бам контроля воздушных перевозок, снегоочистительных работ и т. д.):

- а) площадки парковки автомобилей служащих аэропорта;
- б) общественные площадки парковки автомобилей согласно требованиям;
- в) основные подъездные дороги к аэропорту;
- г) подъездная дорога (или дороги) к зданию, в котором размещается контрольно-диспетчерский пункт.

2. Участки наземного обслуживания, которые не были очищены при снегоочистительных работах первой очередности:

- а) все оставшиеся подъездные пути к дорогам аэродромного обслуживания;
- б) прочие общественные площадки парковки автомобилей;
- в) прочие площадки парковки автомобилей служащих аэропорта.

3. Участки наземного обслуживания, очистка которых производится после окончания снегопада:

- а) площадка учебных занятий противопожарной службы;
- б) удаленные участки размещения вспомогательного навигационного оборудования;
- в) участки размещения дренажных систем.

Степень очистки

Все покрытия взлетно-посадочных полос, рулежных дорожек и площадок обслуживания должны полностью очищаться с помощью различных комбинаций плужных, щеточных и (или) пневматических снегоочистителей.

Максимально допустимое время очистки участков различной очередности

Максимально допустимое время расчистки ранее названных участков различной очередности в международных аэропортах определяется следующим требованиям:

Очередность Время очистки, ч

Участки авиаобслуживания

I	2
II	2
III	48—60

Участки наземного обслуживания

I	2
II	2
III	48

Меры по борьбе со снегом и льдом

Если снежные заносы могут препятствовать выполнению работ по снегоочистке, вдоль дорог устанавливают снегозадерживающие заборы. Такие заборы обычно устанавливаются с навет-

ренной стороны на расстоянии 30—90 м от дороги, чтобы воспрепятствовать накоплению метелевого снега на дорожном полотне.

Хлориды натрия и кальция, традиционные химические реагенты, используемые для борьбы со снегом и льдом, применяются в ограниченных количествах и с большой осторожностью лишь на участках наземного обслуживания в связи с их неблагоприятным воздействием на самолеты, травяной покров и бетон. В качестве химической меры борьбы в аэропортах часто применяется мочевины в гранулированном виде — минеральное удобрение с содержанием азота около 46 %. Плотность мочевины приблизительно в 2 раза меньше плотности песка, и каждая гранула покрыта оболочкой из глины или минерального масла, препятствующей поглощению влаги химическим реагентом и последующему спеканию гранул. Это сыпучий материал, поэтому он может наноситься на покрытия при помощи обычных пескоразбрасывателей или сельскохозяйственных машин, предназначенных для внесения удобрений. Применение мочевины с целью предотвращения формирования льда эффективно при температурах покрытия не ниже $-9,4^{\circ}\text{C}$. Она с трудом сметается с покрытия даже при наличии ветра. Применение мочевины наиболее эффективно до начала формирования льда, поскольку она приводит к понижению точки замерзания воды, обеспечивая тем самым запас времени, необходимый для удаления воды, прежде чем она замерзнет. Обычно вода удаляется при помощи щеточных снегоочистителей. Обычная норма расхода реагента равняется 7 г/м^2 ; удаление образовавшихся ледяных корок требует приблизительно 15 г/м^2 .

В некоторых случаях после применения мочевины требуется разбрасывание песка. Применение мочевины перед разбрасыванием песка способствует более прочному закреплению песка на ледяной поверхности и улучшению сцепных характеристик покрытия, что облегчает уборку льда механическими средствами. Мочевина характеризуется продолжительным действием; кроме того, она не токсична и не является корродирующим веществом, вследствие чего не требует применения ингибиторов.

В зависимости от температуры поверхности применение мочевины на взлетно-посадочных полосах позволяет достичь следующих целей:

а) при температуре от $-4,4$ до 0°C понизить температуру точки замерзания воды и тем самым создать запас времени, необходимый для удаления воды или талого снега при помощи щеточных снегоочистителей;

б) при температуре от $-9,4$ до $-4,4^{\circ}\text{C}$ эффективно воспрепятствовать прочному связыванию снега или льда с поверхностью покрытия взлетно-посадочной полосы и обеспечить возможность очистки при помощи плужных и щеточных снегоочистителей или грейдеров после окончания выпадения осадков.

Эффективность применения мочевины в целях борьбы со снегом и льдом зависит также от характеристик потока радиации в момент ее разбрасывания. В облачную погоду растапливания льда может не наблюдаться вплоть до температуры -1°C , в то время как в солнечный день лед может растапливаться при температурах до $-17,8^{\circ}\text{C}$.

Чем более широко применяется мочевины, тем меньше становится потребность в использовании абразивов. В результате сокращения применения абразивов на взлетно-посадочных полосах уменьшается вероятность повреждения уязвимых узлов самолетов при столкновении с абразивными частицами. В аэропортах побережий отказались от использования песка, поскольку эти районы характеризуются достаточно высокими температурами, позволяющими применять в качестве меры предотвращения образования льда и его удаления одну мочевины.

Продолжается поиск более эффективных химических реагентов для борьбы со льдом; основным требованием при создании нового материала является возможность его эффективного использования в любых ситуациях. Каждый исследуемый новый химический реагент оценивается согласно следующему критерию: для предотвращения формирования льда химический реагент при его применении до начала или в процессе выпадения замерзающего дождя, для борьбы с образовавшимся льдом, а также в случае понижения температуры должен обеспечивать коэффициент трения, равный не менее $1/2$ значения этого коэффициента для чистого сухого покрытия, и возможность удаления остатков льда и талого снега с помощью механических средств.

Все химические реагенты подвергаются тщательным испытаниям, в процессе которых определяется их безвредность или степень ущерба, причиняемого структурным компонентам и двигателям самолетов.

Абразивы

В течение долгого времени песок был традиционным материалом, используемым для повышения сцепных характеристик взлетно-посадочных полос в условиях гололеда. Особенно широко песок применялся в период до появления реактивных самолетов, когда объем транспортных перевозок и посадочные скорости самолетов были ниже. К сожалению, применение песка имеет следующие недостатки:

1) эффективность применения песка строго ограничена рамками «последствия»; песок абсолютно бесполезен в целях предотвращения образования льда;

2) в некоторых районах возникают трудности с добычей песка соответствующего качества;

3) транспортировка больших объемов песка на значительные расстояния оказывается дорогостоящим мероприятием, а для его разгрузки и последующего использования требуется тяжелое оборудование;

4) хранить песок следует в сухих помещениях с обогревом;

5) поскольку песок является нерастворимым материалом, довольно часто в течение короткого периода времени может потребоваться повторное его разбрасывание.

Размер частиц песка должен быть таким, чтобы абразив обеспечивал оптимальные сцепные характеристики и как можно реже попадал в двигатели самолетов и повреждал их. По этой причине необходим строгий контроль качества абразива при его доставке и хранении во избежание попадания в него посторонних включений, например камней и слишком крупных частиц.

На практике стандартная операция заключается в удалении песка с покрытия взлетно-посадочной полосы при помощи щеточных очистителей сразу после того, как полоса оказывается очищенной от льда.

Применение оборудования, предназначенного для контроля и борьбы со снегом и льдом

В процессе операций по уборке снега и льда в аэропортах применяется три основных типа оборудования: высокоскоростные щеточные снегоочистители, плужные автомобильные снегоочистители и пневматические снегоочистители. Количество различных типов работающего оборудования в каждый конкретный период времени зависит от площади участка, который необходимо очистить, характеристик снегопада, гололеда и метелевого переноса, а также требований, предъявляемых к очистке или уровню обслуживания.

Ширина взлетно-посадочных полос в аэропортах Канады составляет 61 м, длина — от 1,5 до 1,7 км. Края взлетно-посадочных полос ограничены электрическими лампами специальной конструкции высотой 46 м, расположенными линиями на расстоянии 61 м одна от другой. Такое оборудование позволяет пилоту авиалайнера определить очертания посадочного покрытия. Безотлагательной и постоянной задачей при проведении снегоочистительных работ является содержание в очищенном состоянии полосы покрытия шириной 23 м вдоль всей взлетно-посадочной полосы с целью обеспечения безопасного взлета и посадки самолетов. Работы по снегоочистке начинаются с использования высокоскоростного щеточного снегоочистителя, у которого щетка шириной 4,3 м монтируется под углом 30° к поперечной оси движения и позволяет очистить полосу шириной 3,7 м. Рабочая скорость щеточных снегоочистителей находится в пределах от 6,5 до

13,5 м/с. Использование таких снегоочистителей можно ограничить лишь при толщине выпавшего снега не более 7—8 см. Как только щеточные снегоочистители сделают несколько проходов от центра взлетно-посадочной полосы, к работе подключаются плужные снегоочистители, задачей которых является отбрасывание снега в пологие валы высотой 7—15 см. Комбинация плужного и щеточного снегоочистителей позволяет очищать полосу шириной 4,9 м со скоростью до 13,5 м/с. Пневматические снегоочистители, рабочая скорость которых составляет от 7 до 11 м/с, при последующих проходах сдувают снег в валах за пределы взлетно-посадочной полосы. Снег удаляется на расстоянии не менее 8 м от покрытия взлетно-посадочной полосы для обеспечения видимости сигнальных огней. Образующиеся снежные валы или сугробы выполаживаются и разравниваются с целью уменьшения опасности повреждения самолетов и возможности образования снежных заносов.

Сигнальные огни по краям взлетно-посадочных полос и рулежных дорожек должны очищаться от снега для обеспечения их хорошей видимости. При необходимости производится расчистка снега за пределами покрытий рулежных дорожек во избежание засасывания снега в двигатели самолетов. Разработанные в последнее время средства навигации при посадках в условиях ограниченной видимости включают в себя помимо прочего оборудование подсветку осевой линии взлетно-посадочной полосы. В этой системе используются вмонтированные в покрытие металлические контейнеры диаметром 30,5 см. В верхней части контейнеров, выступающих на 1,3 см над поверхностью покрытия, размещены оптические линзы и лампы мощностью 200 Вт. По центру взлетно-посадочной полосы может быть установлено более 400 таких контейнеров. Такое оборудование является составной частью системы посадки по приборам II категории и осложняет проведение операций по борьбе со снегом и льдом. Плужные и пневматические снегоочистители, используемые на оборудованных такой системой взлетно-посадочных полосах, должны иметь резиновые контактирующие поверхности, а при наличии стальных режущих краев должны быть оснащены роликовыми колесами. Роликовые колеса обеспечивают наличие необходимого просвета между покрытием и лезвием плуга и позволяют предотвратить повреждение контейнеров. Кроме того, стальные башмаки или роликовые колеса, обычно используемые в качестве опоры для навешиваемых плугов и рабочих органов пневматических снегоочистителей, должны заменяться на пневматические или полупневматические резиновые шины. При снегоочистке таких взлетно-посадочных полос следует как можно шире применять щеточные снегоочистители, а для борьбы со льдом — использовать мочевины.

Вблизи контейнеров встроенной в покрытия системы сигнального освещения наблюдается тенденция к усилению льдообразо-

вания. При включенных огнях некоторая часть метелевого снега попадает на линзы и тает, образуя на окружающих покрытиях скопления льда или воды (в зависимости от температуры). Если температура покрытия превышает $-9,4^{\circ}\text{C}$, то для предотвращения накопления ледяных образований вокруг сигнальных ламп с успехом может применяться мочеви́на.

Система II категории строгого контроля за процессом снежного накопления требует обширного участка летного поля за антенными решетками участка глиссады. Чтобы предотвратить искажение и отражение волновых сигналов участка глиссады, толщина снега на этом участке не должна превышать 30 см. Не допускается также наличие снежных заносов и сугробов с резким рельефом снежной поверхности. Обычные снегоочистители на пневматических шинах не могут работать на травяном газоне летного поля. В этом случае применяются снегоочистители на гусеничном шасси с навешенными плугами шириной 3,7 м. Работоспособность системы II категории поддерживается таким образом без обеспечения твердым покрытием всего летного поля аэродрома [22].

На открытых стоянках самолетов для очистки и сбора снега в валы используются грейдеры с боковыми крыльями. Снег в валах загружается при помощи пневматических и обычных погрузчиков в самосвалы и транспортируется на участки снежных свалок. Поскольку стоимость погрузки снега довольно высока, а специалисты в области охраны окружающей среды высказывают беспокойство по поводу отрицательного влияния снежных свалок, разработки, хотя пока и не внедрены, иные методы снегоочистки. Один из методов заключается в использовании передвижной снегоотвалки производительностью 1400 кг/ч. Испытания показали, что с финансовой точки зрения этот метод вполне может конкурировать с существующими методами уборки снега, в которых все шире начинают применяться длинные грузовые автомобили [23].

Внедрение системы II категории и соответствующих стандартных требований, а также увеличение интенсивности движения самолетов — все это должно сопровождаться разработкой нового подхода к очистке от снега взлетно-посадочных полос. Новый подход требует применения высокоскоростных щеточных и пневматических снегоочистителей с рабочей скоростью не менее 11 м/с взамен низкоскоростных плужных снегоочистителей, использующихся для сгребания снега в валы. Конструкция обычных щеточных снегоочистителей подверглась изменениям, заключающимся в замене механического привода на пневматический. Это позволило увеличить скорость эффективной очистки до 1 м/с и более в результате уменьшения вибрации и «подскакивания» щеток, наблюдающихся при наличии механического привода.

К настоящему времени разработана система, позволяющая регистрировать заморозки, появление снега и льда на взлетно-по-

садочной полосе. Система состоит из установленных на взлетно-посадочной полосе дистанционных датчиков. Информация поступает от датчиков на дисплей, который расположен в соответствующем месте и информацию с которого можно считывать в любое время. Заблаговременность предупреждения, обеспечиваемая этой системой, позволяет персоналу аэродромного обслуживания наиболее эффективно использовать оборудование и материалы для борьбы со снегом и льдом. Например, вместо борьбы с уже образовавшимся льдом появляется возможность предотвращения формирования льда на взлетно-посадочной полосе. Пока эта система в аэропортах Канады еще не внедрена. Тем не менее результаты других испытательных программ тщательно изучаются для оценки возможности применения такой системы в международных аэропортах Канады.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Anonymous. 1964. Tamperers, track liners and snow equipment: Improvements and ice control and removal. Committee reports. Proc. 76th Annu. Convent. Roadmasters Maint. Way Assoc. Am., pp. 52—61.
2. Anonymous. 1973. Prairie snowfighting: the trials and techniques. Railw. Track Struct., Vol. 69, No. 8, pp. 14—17.
3. Best, Gerald M. 1966. Snowplow Clearing Mountain Rails. Howell-North Books, Berkeley, Calif.
4. Brohm D. R. and S. Cohen. 1973. Management and control of winter operations. Minist. Transp. Commun., Toronto, Ont.
5. Brohm D. R. and H. M. Edwards. 1960. Use of chemicals and abrasives in snow and ice removal from highways. Bull. 252, Highw. Res. Board, NAS-NRC Publ. 761, Washington, D. C., pp. 9—30.
6. Browne A. L. 1973. Traction of pneumatic tires on snow. Res. Pub. GMR-1346, Gen. Motors Res. Lab., Warren, Mich.
7. Browne A. L. and D. F. Hays (eds.). 1974. The Physics of Tire Traction: Theory and Experiment. Plenum Press, New York, N. Y.
8. Damas and Smith, Ltd. 1971. Winter testing of tires. Can. Safety Council, Ottawa, Ont.
9. Evenmo O. 1974. Mechanized snow clearance keeps Norway's trains on the move. Railw. Gaz. Int., Vol. 130, No. 11, pp. 423—426.
10. Fisher E. H. and E. T. Hurley. 1964. CN's fight with snow. Snow Removal and Ice Control, 1964, Tech. Memo. No. 83, Nat. Res. Council, Ottawa, Ont., pp. 58—63.
11. Harrison J. L. 1920. Eastern states plan their snow removal works for coming winter. Public Roads, Vol. 3, Sept.
12. Ishibashi T. and O. Takahashi. 1971. Development of a snow loader with longitudinal troughs. Quart. Reps. Railway Tech. Res. Inst., Tokyo, Vol. 12, No. 3, pp. 141—143.
13. Kikuchi I. 1975. Measures against damage. Jpn. Railw. Eng., Vol. 16, No. 1, pp. 7—10.
14. National Research Council. 1967. Manual of snow removal and ice control in urban areas. Tech. Memo. 93, Assoc. Comm. Geotech. Res., Nat. Res. Council, Can., Ottawa, Ont.
15. Natural Rubber Producers Association. 1967. Oil-extended natural rubber in winter tyre treads. N. R. Tech. Bull., Great Britain.
16. Ontario Department of Transportation and Communications. 1971. Studded tyres fact sheets, Oct. 1971 edition. Res. Rep., Res. Br., Dept. Transp. Commun. Downsview, Ont., pp. 7—12, 7—13.

17. Parkes G. R. 1961. Railway snowfighting equipment and methods. Published by the author. Hadfield, Hyde, Cheshire, England.
18. Ringer T. R. 1979. Protection methods for railway switches in snow conditions. Snow Removal and Ice Control Res., Proc. 2nd Int. Symp. Snow Removal Ice Control Res., Hanover, N. H., Sp. Rep. 185, Transp. Res. Board, NAS-NRC, Washington, D. C., pp. 308—313.
19. Smith P. and R. Schonfeld. 1970. Pavement wear due to studded tires and the economic consequences in Ontario. Rep. R. R. 152, Ont. Dept. Highw., Toronto, Ont.
20. Smith R. W. and D. J. Clough. 1972. Effectiveness of tires under winter driving conditions. Highw. Res. Rec. 418, Highw. Res. Board, NAS-NRC, pp. 1—10.
21. Theakston F. G. 1973. Snow control on highways. Proc. First Nat. Conf. Snow Ice Control, Roads and Transp. Assoc. Can., Ottawa, Ont.
22. Transport Canada. 1976a. Report on evaluation of Bombardier muskeg tractor equipped with 12 ft. plow for snow control in I. L. S. glide path areas, 1973 to 1976. Rep. AK-71-121, Airp. Constr. Serv. Dir., Transp. Can., Ottawa, Ont.
23. Transport Canada. 1976b Report on the evaluation of jet melt snow melter. Rep. AK-71-09-008, Airp. Constr. Serv., Airp. Fac. Br., Transp. Can., Ottawa, Ont.
24. Winterrowd W. H. 1920. The development of snow fighting equipment. Railw. Maint. Eng., Vol. 16, pp. 458—462.

Глава 19

Катание на лыжах

ВВЕДЕНИЕ

Передвигаться по глубокому снегу без лыж или снегоступов весьма сложно или вообще невозможно. Ксенофонт описывает,

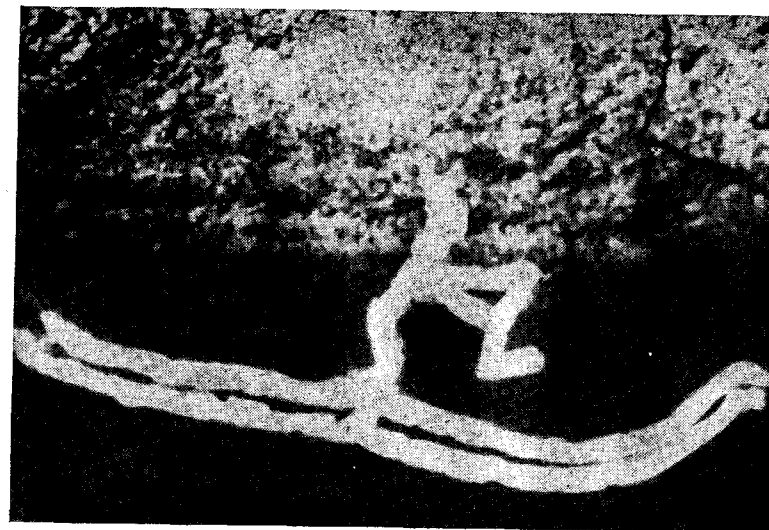


Рис. 19.1. Пиктограф из Рёдёя, Норвегия, примерно 2 тыс. лет до н. э. (Любезно предоставлено Норвежским музеем лыж.)

как в древнейшие времена, примерно за 400 лет до н. э., в Армении люди погибли от изнеможения, пытаясь преодолеть глубокий снег. В настоящее время катание на лыжах в общем рассматривается как вид отдыха, однако в некоторых случаях оно помогало людям выжить.

Лыжам по крайней мере 4—5 тыс. лет, а возможно, они еще древнее. Это подтверждается наскальными изображениями (рис. 19.1), датируемыми каменным веком (Норвежский музей лыж, Осло), а также остатками древних лыж, найденными в канадских болотах [3]. Первыми настоящими лыжниками были, по-видимому, представители племен, исторически связанных с современными обитателями Северной Европы и Сибири.

Древние обитатели Южной Европы, скорее всего, не были знакомы с лыжами, хотя известно, что еще 2 тыс. лет тому назад у кавказских племен были снегоступы для передвижения в горах, о чем свидетельствует Страбон. Пока еще не обнаружены свидетельства использования лыж в древние времена в западном полушарии.

Снегоступы практичны, когда речь идет о небольших расстояниях на открытом пространстве, при глубоком рыхлом зернистом снеге. Однако в большинстве случаев лыжи более эффективны, поскольку позволяют передвигаться с большей скоростью. На подготовленных лыжных трассах лыжник-спортсмен может пройти марафонскую дистанцию (50 км) со скоростью более 1 км за 3 мин (это немного быстрее, чем лучшие результаты в легкоатлетическом марафоне). Однако передвижение на лыжах требует большого опыта и умения, чем передвижение на снегоступах, и первые попытки могут закончиться неудачей. Таким образом, следует полагать, что древние лыжники терпеливо осваивали технику передвижения на лыжах, причем желаемый результат достигался не сразу. История лыж и лыжного спорта изложена в большом числе работ, таких как [10, 19, 21, 48, 51, 74, 91].

Довольно короткая история лыж в Канаде представлена в Канадском национальном музее лыж в Оттаве и изложена в работах Лунда [50] и Марша [53], которые считают, что почти 10 % населения Канады пользуется лыжами. После второй мировой войны по всей Северной Америке отмечается необычайное развитие лыжного спорта как вида зимнего отдыха. Херрингтон (личное сообщение, 1976) считает, что только в США приблизительно 10 млн. лыжников; по мнению Гринберга (личное сообщение, 1978), их число достигает 14 млн. Катание на лыжах служит главным видом отдыха в канадских горных парках, где число лыжников с 1958 по 1972 г. возрастало ежегодно на 22 % [71]. В настоящее время в Северной Америке имеется более тысячи районов для занятий лыжным спортом [13].

В середине семидесятых годов горнолыжники проходили в среднем 3000 м по вертикали в день [71]. Это стало возможным благодаря достижениям в области строительства канатных дорог и подъемников, производства лыжного снаряжения и организации горнолыжных комплексов [11, 14, 15, 35, 76, 88, 89]. Лыжная индустрия оказала существенное влияние на североамериканскую экономику, особенно в тех районах, где когда-то отмечался спад в ее развитии, а теперь наблюдается быстрый подъем [25, 26]. В результате возникают серьезные социальные и экологические проблемы, так как развитие лыжных курортов иногда наносит ущерб почвам, растительности и животному миру в этих горных районах. Так, экологические проблемы побудили жителей штата Колорадо в 1976 г. проголосовать против проведения здесь Зимних олимпийских игр. В южной Калифорнии

Высший совет блокировал решение о дальнейшем развитии лыжных курортов. В последние годы увеличился интерес к равнинным лыжам, которые не требуют сложного оборудования, подъемников и т. п.

В последнее время быстро совершенствуется и лыжное снаряжение. Подверглись существенному улучшению конструкции лыж, палок, ботинок, безопасных защитных очков, одежды и многих других видов специального снаряжения, необходимого для занятия различными видами лыжного спорта [6, 75].

Велики удовольствие и моральное удовлетворение, получаемые от занятий лыжным спортом, однако велик и риск получить травму, о чем говорят публикации по спортивной медицине [18]. Предотвратить травмы можно благодаря хорошей тренировке и созданию необходимых условий [22].

Придерживаясь основной темы настоящей книги, ограничим круг вопросов, затронутых в этой главе, проблемами взаимодействия лыж и снега. При этом ограничимся равнинными и горными лыжами, лишь вскользь упомянув о лыжных шасси в авиации [39, 56, 57] и об общих вопросах проходимости снега [40] (см. также главу 12).

Предыдущие исследования, посвященные лыжам и снегу, были выполнены в работах [49, 78, 81], которые включают обширную библиографию.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕГА

Основными характеристиками снега, которые необходимо учитывать при занятиях лыжным спортом, являются его плотность, температура, твердость, текстура и наличие в нем жидкой воды.

Плотность снега непосредственно связана с его твердостью. Распределение плотности снежного покрова, особенно вблизи его поверхности, — решающий фактор, определяющий маневренность лыж, скорость, безопасность и т. д. Плотность легко измерить, взвешивая известные объемы снега; при этом ошибка изменяется от 1 % и менее для крупных образцов (10^{-3} м³) до 10 % и более для мелких образцов (10^{-4} м³) — тонких слоев и корок.

Температуру снега легко определить при помощи стандартных термометров, хотя влияние прямой и отраженной радиации усложняет измерение температуры в поверхностном слое. Твердость снега обратно пропорциональна температуре, если другие характеристики неизменны. Опытные лыжники обычно измеряют температуру снега, чтобы подобрать лыжную мазь, подходящую для данной твердости снега, так как твердость непосредственно измерить трудно.

При нулевой температуре существенное влияние на лыжи оказывает количество жидкой воды в снегу, с увеличением которой

заметно возрастает торможение лыж. Количество жидкой воды (иногда ее называют свободной водой) можно определить центрифугированием, с помощью калориметрических и диэлектрических методов, а также путем измерения скорости растворения различных химических веществ. Однако эти измерения либо занимают

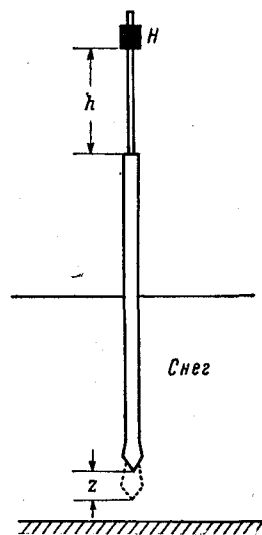


Рис. 19.2. Динамический пенетрометр для измерения твердости снега (зонд Хефели).

много времени, либо их трудно унифицировать, и, следовательно, они еще не могут выполняться систематически. По этим причинам приводимые ниже данные основываются на качественной номенклатуре Международной классификации снега [90]: сухой, влажный, сырой, очень сырой и мокрый.

Непосредственные измерения твердости снега (или, точнее, показателя твердости) также относительно трудоемки и отнимают много времени. Важно различать твердость отдельных кристаллов (~ 1 мм) и твердость крупных образцов (> 10 мм). Твердость отдельных кристаллов имеет огромную практическую важность при определении трения лыж о снег и выбора мази, а твердость крупных образцов показывает, насколько будут лыжи проваливаться в снег. В данном случае мы говорим лишь о твердости как о параметре, систематически определяющемся при оценке снега с точки зрения характеристики к скольжению [38, 44]. Вместо измерений

твердости в микромасштабе в качестве ее показателя, как уже говорилось используется температура.

Индекс твердости измеряется при помощи швейцарского тарапного пенетрометра¹ (рис. 19.2), который проникает в снег по мере того, как груз массой H падает с высоты h . Если снаряд (общей массой M) погружается на глубину z , то индекс твердости N описывается формулой

$$N = K(h/z) + M, \quad (19.1)$$

где K есть функция M , H и коэффициента η эффективности удара груза о пенетрометр. Значение K определяется из уравнения

$$K = H \{ H(M - H)(1 + \eta)^2 + [H - \eta(M - H)]^2 \} / M^2. \quad (19.2)$$

Если допустить, что удар полупругий, то $\eta \approx 0,5$ ($\eta = 1$ при чисто упругом ударе и $\eta = 0$ при чисто неупругом ударе). Ин-

¹ В отечественной практике для этих целей применяется зонд Хефели. (Прим. ред. пер.)

декс твердости имеет размерность массы (обычно измеряется в килограммах), однако часто используется как безразмерный показатель. Для твердого снега ($N > 1$) следует применять тяжелый зонд ($M \approx 1,0$ кг), а для мягкого ($N < 1$) — легкий ($M \approx 0,1$ кг).

Под определением текстуры понимается описание формы, размера и взаимосвязей снежных зерен. Эта характеристика труднее всего поддается количественному определению [28, 42, 44, 99]. Однако существует множество способов описывать текстуру снега качественно, причем следует учитывать, что составить описание на английском языке довольно трудно, так как этот язык не обладает таким богатым словарем для описания широкого многообразия типов снега, каким обладают языки некоторых северных народов. Например, у норвежцев есть более 20 специальных терминов для обозначения снежных условий, а словарь индийского племени иннуитов насчитывает их гораздо больше. Безотносительно к возможностям их родных языков, опытные лыжные специалисты приобретают навык различать текстуру качественно или субъективно. Это особенно проявляется при выборе лыжной мази, который определяется текстурой и температурой снега, так как оба эти фактора характеризуют твердость отдельных участков снега.

Номенклатура текстур, используемая ниже, составлена на основе английской терминологии, принятой в Международной классификации снега [90]. Особое внимание уделяется определению формы отдельных зерен. В полевых условиях образцы снега разрушаются на отдельные зерна, которые изучаются при помощи ручной лупы или невооруженным глазом.

КАТАНИЕ НА ЛЫЖАХ И МЕТАМОРФИЗМ СНЕГА

Прелесть лыж заключается в том, что они годятся для самых разнообразных снежных условий. Зелигман [78] представил энциклопедическую сводку, в которой рассматривались свежавывавший снег, метаморфизованный снег, кристаллизация на поверхности, метелевый перенос, ветровая дефляция, формирование карнизов, лавин и т.д. По мнению Зелигмана, одним из самых важных факторов, определяющих условия, необходимые для занятий лыжным спортом, служит тип и степень метаморфизма снега, который можно подразделить на следующие три категории.

Свежавывавший и частично метаморфизованный снег (см. рис. 19.4 а). Первоначальную форму кристаллов свежавывавшего снега еще можно распознать, несмотря на изменения под влиянием ветровой деятельности, сублимации, таяния, спекания и рекристаллизации. В Международной классификации форм снега

[90] эта категория иногда называется «свежий и частично просевший снег». Лыжники часто пользуются термином «снежная пыль». Хорошие условия для спуска на лыжах по склону при таком снеге наблюдаются, когда он сухой или слегка влажный, показатель твердости относительно низок (≤ 1), а плотность (менее 200 кг/м^3) постоянно увеличивается с глубиной, так что лыжи не проваливаются в подстилающий слой. Типичные значения плотностей в таком случае составляют от $50\text{—}100 \text{ кг/м}^3$ в по-

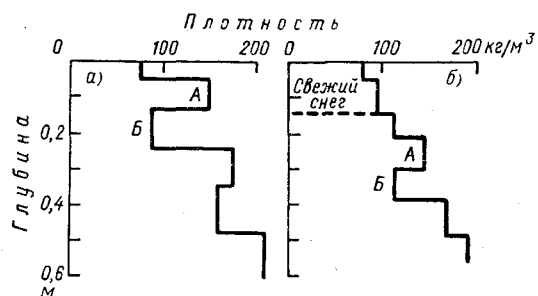


Рис. 19.3. Плотность и глубина снега, измеренные на лыжной трассе в горах Уистлер, Британская Колумбия, абсолютная высота 1800 м.

а — 23 февраля 1976 г., б — 24 февраля.

верхностном слое до 150 кг/м^3 на глубине около 30 см. Увеличение плотности с глубиной является естественным результатом оседания свежеснегавшего снега под действием собственного веса, но может быть обусловлено и ветровым уплотнением поверхностного слоя, в результате чего значения плотности могут быть еще больше. Кроме того, это явление может происходить вследствие повышения температуры во время снегопада.

На рис. 19.3 представлены два примера распределения плотности в горах Уистлер, Британская Колумбия. 23 февраля условия для катания на лыжах были неблагоприятными, так как после снегопада лыжи проваливались сквозь уплотненный ветром слой А в более рыхлый слой Б. 24 февраля условия были прекрасными, поскольку после снегопада слой А выдерживал лыжника и лыжи не проваливались. Погружение лыж в снег равнялось 0,3 м 23 февраля и 0,2 м 24 февраля. Маневренность лыж ухудшается из-за инверсии плотности, когда под более плотным поверхностным слоем лежит менее плотный, в который они проваливаются. Если значения плотности удовлетворяют предъявляемым требованиям, то практически при любой форме кристаллов снежной пыли (призмы, пластинки, дендриты) создаются удовлетворительные условия для спуска по склону. Даже слой ледяной крупы, лежащий на твердом основании, обеспечивает хорошие условия для спуска на лыжах, возможно, потому, что его «шариковая» текстура обеспечивает упругость поверхности и малое сопротивление сдвигу, что важно при поворотах (рис. 19.4).

Для сухого свежеснегавшего снега лыжники применяют обычно относительно твердую мазь, чтобы создать оптимальное скольже-

ние и минимальную отдачу. Традиционное объяснение этому заключается в том, что твердые и острые неметаморфизованные

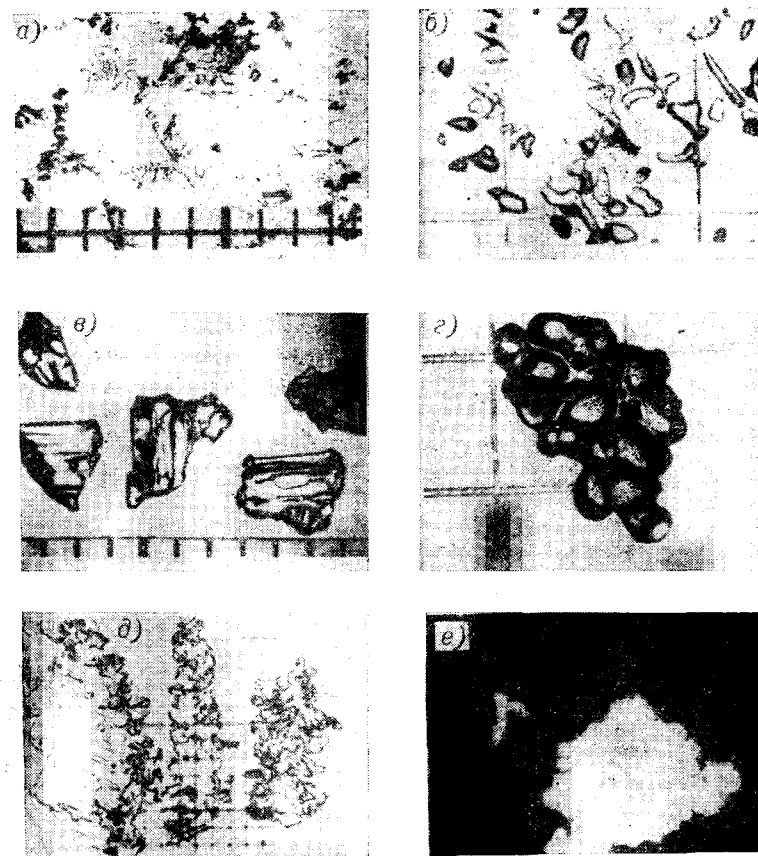


Рис. 19.4. Снежные кристаллы с неподготовленных лыжных трасс.

а — свежеснегавший снег, цена деления сетки $N=1 \text{ мм}$; б — снег, подвергшийся деструктивному метаморфизму, $N=2 \text{ мм}$; в — снег, подвергшийся деструктивному метаморфизму, $N=1 \text{ мм}$; г — снег, подвергшийся метаморфизму плавления—замерзания, $N=2 \text{ мм}$; д — поверхностный иней, $N=1 \text{ мм}$; е — крупная снежная кристаллическая структура, диаметр около 2 мм.

кристаллы легко проникают в лыжную мазь [70]. В общем чем ниже температура снежной пыли, тем тверже должна быть лыжная мазь.

Влажный и сырой снег создает значительные трудности для катания на лыжах. Наличие жидкой воды приводит к увеличению вязкого сопротивления и поверхностного напряжения и, следовательно, к существенному замедлению движения как по рав-

нине, так и по склонам гор. В этих случаях при движении по равнине обычно применяются более мягкие мази. На практике самые трудные проблемы с выбором лыжной мази возникают, когда свежеснеживавший снег начинает таять при температуре 0°C ; при этом твердость его резко меняется и одна мазь не может обеспечить оптимального скольжения при минимальной отдаче. Если в результате таяния снег становится «очень влажным» или «мокрым», при движении по равнине приходится применять очень мягкие мази и покрывать скользящую поверхность лыж слоем липкой смазки, известной как клистер.

Сухой метаморфизованный снег. В сухом снегу процесс метаморфизма распадается на два происходящих одновременно процесса. Во-первых, это развитие кристаллов с изменением их размеров и формы при минимуме свободной энергии и, во-вторых, это развитие кристаллов как реакция на существование в снегу значительных градиентов температуры ($> 10^{\circ}\text{C}/\text{м}$). Первый процесс называют деструктивным метаморфизмом, а второй — конструктивным метаморфизмом.

В результате деструктивного метаморфизма образуются мелкие округлые зерна диаметром менее 1 мм, хорошо связанные друг с другом благодаря спеканию. Снег, состоящий из таких зерен, довольно плотный ($N > 0,5$, плотность $150 \text{ кг}/\text{м}^3$), и его поверхность выдерживает вес лыжника. Использование лыжных масел на таком снегу весьма эффективно, и выбираются они в зависимости от твердости (температуры) снега с тем, чтобы получить оптимальные скольжение и отдачу.

В результате конструктивного метаморфизма формируются крупные (от 1 до 10 мм) зерна, слабо связанные между собой. Слои слабого снега, подвергшегося конструктивному метаморфизму, могут внезапно проваливаться под действием веса лыжника. Это причиняет особые неприятности весной, когда таяние еще более уменьшает прочность снега. Крупные кристаллы, образовавшиеся в результате такого метаморфизма, располагаются в основании снежного покрова и известны как глубинная изморозь (см. рис. 19.4 б, в).

Скорость превращения свежеснеживавшего снега в метаморфизованный зависит главным образом от температуры воздуха, количества солнечной радиации, толщины снежного покрова, начальной плотности и формы кристаллов. Конструктивный метаморфизм может полностью преобразовать свежеснеживавший снег за несколько дней, если пористый снежный покров имеет небольшую мощность, находится в тени, а температура его поверхности значительно ниже, чем температура грунта, что обуславливает наличие резкого температурного градиента. В горах с сухим континентальным климатом (восток Британской Колумбии, Кордильеры) условия наиболее благоприятны для конструктивного метаморфизма, а в горах в приморье (запад Британской Колумбии,

штаты Вашингтон, Калифорния) в более мощном снежном покрове образуются более мелкие и округлые зерна, характерные для снега, подвергшегося деструктивному метаморфизму.

Снег, метаморфизованный в результате процессов таяния — замерзания. Метаморфизм значительно ускоряется при наличии жидкой воды. Крупные зерна ($> 1 \text{ мм}$) быстро растут за счет мелких зерен, так как при наличии жидкой фазы ускоряются диффузионные процессы. Там, где снежный покров смочен, значение поверхностной энергии гораздо больше, чем в случае сухого снега [9]. Весной на лыжных трассах снег периодически оттаивает и снова замерзает, причем в ночное время образуется твердая льдистая поверхность. Наиболее благоприятны условия для спуска на лыжах ранним утром, когда плотная поверхность начинает размягчаться, однако еще не превратилась в результате таяния в смесь воды и снега. В результате повторения циклов таяния — замерзания образуются крупные, грубозернистые агрегаты — так называемый зернистый снег, часто обеспечивающий легкое маневрирование и отличное скольжение на спуске (см. рис. 19.4).

Смазка равнинных лыж для условий таяния — замерзания обычно состоит из разных комбинаций клистеров. В то время как для свежего неметаморфизованного только начавшего таять снега трудно подобрать подходящую мазь, довольно легко подобрать клистер, который обеспечит оптимальную отдачу и скольжение на метаморфизованном в результате таяния — замерзания снегу при 0°C , а также при переходе от сухих зерен к влажным.

В снежном покрове, залегающем круглый год, в результате повторения циклов таяния — замерзания, а также под действием давления вышележащих слоев снег превращается в фирн, характеризующийся высокой плотностью (более $500 \text{ кг}/\text{м}^3$) и грубозернистой текстурой спекания. Фирн — это промежуточная фаза эволюции снега, конечной фазой которой является лед (плотность около $800 \text{ кг}/\text{м}^3$). Маневренность лыж на фирне зависит в основном от степени поверхностного разрыхления.

ОСОБЫЕ УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ

Особый интерес для лыжника имеют некоторые типы условий на поверхности.

Ветровая доска. Ветровое воздействие на снег проявляется в том, что кристаллы свежеснеживавшего снега, обламываясь и испаряясь, превращаются в мелкие частички, которые уплотняются, в результате чего плотность достигает сравнительно высоких значений — до $450 \text{ кг}/\text{м}^3$. Индекс твердости N ветровой доски обычно изменяется от 1 до 10, а иногда и до 50. Твердость ветровой доски характеризуется пространственной изменчивостью: лыжи могут

беспрепятственно скользить по поверхности, но затем вдруг проваливаются. Скольжение лыж на ветровой доске затруднено, и подобрать мазь для того, чтобы обеспечить оптимальную отдачу и скольжение, бывает сложно.

Неровности поверхности. Зелигман [78] и Оура [66] приводят примеры различных неровностей поверхности, возникающих вследствие ветровой эрозии и переотложения снега. Эти неровности известны как рябь (высотой около 10 мм), ветровые гряды, барханы и заструги (до 1 м). Более крупные формы микрорельефа создают для лыжника особые затруднения.

Корки. Корки — это тонкие (от 5 до 50 мм) плотные прослойки, образовавшиеся под воздействием ветра (ветровые корки) или в процессе таяния — замерзания; плотность таких прослоев колеблется от 200 до 800 кг/м³. Если рассматривать снежные корки с точки зрения того, как они выдерживают вес лыжника, то можно выделить два их типа: «хрупкие» и «прочные». Оба эти типа корок затрудняют передвижение на лыжах и даже представляют собой опасность для лыжника. Льдистые «прочные» корки могут иметь такую твердость ($N \approx 1000$), что стальные канты лыж не врезаются в снежную поверхность и лыжник теряет контроль над лыжами. «Хрупкие» корки в течение некоторого времени могут выдерживать вес лыжника, а затем вдруг внезапно провалиться, так что лыжник полностью теряет контроль над ситуацией. Для того чтобы отдача и скольжение на корках были оптимальными, при движении по равнине применяют обычно клистеры, обладающие достаточной плотностью, чтобы противостоять абразии. Обычные мази (не клистеры) быстро стираются, особенно если температура корки ниже 0°C.

Поверхностный иней. Поверхностный иней состоит из крупных (> 1 мм) плоских кристаллов, которые растут в результате осаждения водяных паров из атмосферы на радиационно охлажденную поверхность снега. Толщина слоев поверхностного инея обычно не превышает 10 мм. Мощный слой (от 10 до 50 мм), лежащий на твердом основании, может обеспечить прекрасные условия для скольжения лыж, так как крупные кристаллы в нем плохо связаны друг с другом, как и в слоях глубинной изморози. Начальная плотность поверхностного инея составляет около 100 кг/м³ (см. рис. 19.4 е).

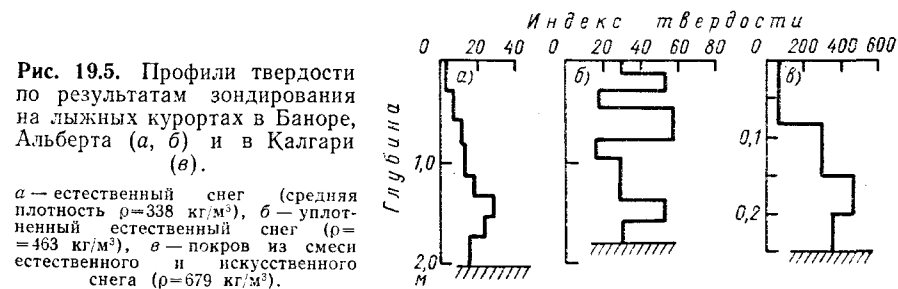
Поверхностная рекристаллизация. Рыхлый, крупнозернистый снег, сходный с глубинной изморозью, но включающий также и более мелкие зерна (размером около 1 мм), который часто наблюдается на поверхности снежного покрова и сразу под ней в Кордильерах и других континентальных горных районах, вероятно, образуется в результате поверхностной рекристаллизации. Формирование рыхлой текстуры, которая обеспечивает очень хорошие условия для катания на лыжах, по-видимому, обусловлено наличием значительных градиентов температуры в поверхност-

ном слое, однако конкретный механизм пока еще не выяснен. Предполагается, что благоприятным условием для процесса поверхностной рекристаллизации служит наличие сухой холодной воздушной массы. В этом случае происходит интенсивное излучение с поверхности снега. Поверхностная рекристаллизация другого типа, названная «радиационной рекристаллизацией» [46], наблюдается, когда большой градиент температуры у поверхности, обусловленный поглощением солнечной радиации на глубинах 10—100 мм, вызывает усиление излучения с поверхности снега.

Гололед и изморозь. Тонкие, хрупкие поверхностные корки возникают вследствие замерзания переохлажденных капель на поверхности снега. Покрытая гололедом лыжня обеспечивает быстрое скольжение до тех пор, пока переохлажденные капли не начинают замерзать в воздухе и падать в виде мелких частичек изморози, в результате скольжение становится значительно хуже. Количество изморози и гололеда увеличивается с усилением ветра.

УПЛОТНЕНИЕ

Интенсивное движение лыжников существенно изменяет естественный снежный покров на лыжных полях, приводя к образо-



ванию слоя, плотность и индекс твердости которого значительно превышают аналогичные характеристики ненарушенного снежного покрова (рис. 19.5). На участках занятий лыжным спортом склоны уплотняются снегоходами и ратраками; кроме того, снежный покров здесь уплотняется в ходе работ по общему выравниванию склона с использованием волокуш, которые тянут снегоходами. Систематическое уплотнение удлиняет период существования снежного покрова, снег меньше сдвигается лыжниками и менее подвержен воздействию ветровой дефляции. При выравнивании удаляются снежные бугры и сглаживаются борозды и желоба, служащие препятствиями для лыжников. В некоторых местах

занятий лыжным спортом поверхность льдистых склонов подвергается специальной обработке с целью ее смягчения. Уплотнение, выравнивание, специальная обработка льдистых склонов — все это обеспечивает безопасность лыжников и дает им возможность получать удовольствие от занятий лыжным спортом.

Особенно тщательно готовятся склоны, на которых проводятся лыжные состязания. В ряде работ [44, 99] показано, что для обеспечения безопасности участков состязаний и увеличения маневренности на трассах слалома и скоростного спуска снег следует уплотнить до 500 кг/м^3 ; при этом твердость снега должна быть такой, чтобы сквозь него не проникла стальная лопата ($N \approx 100$). Такие условия можно получить, утаптывая снег лыжными ботинками, но не лыжами или снегоходами, так как удельное давление лыж или снегоходов на снег составляет только $\frac{1}{6}$ удельного давления ботинок. Давление человека, стоящего на одной ноге, обутой в лыжный ботинок, составляет примерно 4 кПа. Чтобы получить максимальный эффект, утаптывание следует начинать сразу после выпадения первого снега, пока толщина покрова не достигает 30 см, а процессы спекания и рекристаллизации не изменили его текстуру. После утаптывания склоны следует выравнивать и сглаживать лыжами и снегоходами, а время, требуемое для спекания снега, может составить в зависимости от температуры 1 или 2 недели. Процесс спекания ускоряется, когда температура приближается к 0°C . Учитывая такие факторы, как процессы рекристаллизации, теплота грунта и безопасность лыжника, Йосида полагает, что оптимальная толщина снежного покрова составляет около 40 см [99].

Лыжные склоны можно также обрабатывать химическими веществами, например солями, включая хлорид натрия, нитрат аммония, хлорид кальция. Такая обработка позволяет смягчать ледяную корку, повторно замораживать мокрый снег, а также увеличивать продолжительность залегания снега (в зависимости от его температуры) [52, 85]. Несмотря на экологические проблемы и большие материальные затраты, химическая обработка, по-видимому, может завоевать популярность, особенно в тех районах занятий лыжным спортом, где используется искусственный снег, — в этом случае химикаты можно вводить непосредственно при производстве снега.

По-прежнему актуален вопрос о том, как стандартизировать сообщения для публики, касающиеся условий занятий лыжным спортом. Лыжная ассоциация провинции Онтарио использует следующие характеристики склонов, подготовленных для занятий лыжным спортом.

Хороший: плотный, естественный, искусственный или подготовленный с помощью механизмов снег на плотном грунте; обнаженных участков нет; льдистые участки составляют менее 10 % трассы.

Средний: подготовленный механизмами снег на плотном грунте; льдистые участки на трассе составляют более 10 %, обнаженные участки или мокрый снег — менее 10 % трассы.

Плохой: ледяной склон; более 10 % трассы составляют обнаженные участки.

МАЛОЕ ТРЕНИЕ ЛЬДА И СНЕГА

Легкость и быстрота скольжения на лыжах — результат относительно низких значений коэффициента трения ($< 0,1$) на поверхности взаимодействия лыжи — снега; значение коэффициента определяется трением отдельных кристаллов льда. Зелигман и Дебенхэм [79] допускают, что уменьшение трения может быть обусловлено наличием снежных зерен, ведущих себя подобно шарикоподшипникам. Однако отдельные, не соединенные друг с другом сферические снежные зерна наблюдаются редко, так что некоторое уменьшение трения вследствие этого «подшипникового» эффекта, вероятно, вторично по сравнению с малым трением, присущим льду.

Теоретическое объяснение того, что коэффициент трения мал, пока остается противоречивым. Традиционное объяснение Боудена и Хьюза [4], состоит в том, что при трении о поверхность льда выделяется тепло, в результате чего образуется тонкая пленка талой воды. В принципе при скольжении по льду выделяется достаточно энергии для образования тонкой пленки талой воды; даже при относительно низкой температуре водяные пленки наблюдались многими исследователями. Однако остается еще много исследователей, которые не убеждены в том, что в наличии тонких пленок талых вод заключается основная причина. Так, Хуццока обнаружил, что талые воды увеличивают трение, по-видимому, вследствие вязкого сопротивления [32].

В работах [55, 64, 87] приводятся аргументы в пользу того, что малое трение льда и снега обусловлено также некоторыми уникальными характеристиками поверхности льда, а не только наличием пленки талой воды. Авторы рассматривают лед как твердый смазочный материал, аналогичный, например, графиту, который имеет относительно низкий коэффициент трения вследствие того, что плоскости соседних кристаллов могут легко скользить одна по другой и менять ориентировку. Поверхностные пленки окислов иногда играют роль твердой смазки, и их наличие не обязательно вызывается трением. В работе ученых Миннесотского университета [87], являющейся, вероятно, наиболее полным исследованием из всех, которые были посвящены трению льда и снега, шероховатость ледяной поверхности была смоделирована как эластично-пластичные микроскопические выступы. На основании своих теоретических и экспериментальных работ

они сделали вывод о том, что шероховатость льда обуславливает чрезвычайно низкие значения напряжения сдвига. Было также выдвинуто предположение, что ледяная поверхность обладает внутренней «жидкостноподобной» структурой независимо от таяния, возникающего вследствие трения, которое можно рассматривать как отдельный, самостоятельный эффект. Они приводят предположение Уэйла [98] о том, что толщина «жидкостноподобного» поверхностного слоя может составлять несколько сотен молекулярных слоев, т.е. сопоставима с высотой бугорков, создающих шероховатость.

Последующие исследования, выполненные в этом университете, многочисленные теоретические аргументы и результаты экспериментов показывают, что на поверхности льда в изобилии отмечаются подвижные протоны, хаотически расположенные атомы; замечен также больший масштаб дефектов. Результаты экспериментов были обобщены в работе [27]. Было показано, что при температуре -1°C толщина дефектного слоя составляет 10^4 нм (электропроводность), слоя хаотически расположенных атомов — 10^2 нм (рассеивание протонов), а слоя подвижных протонов — 10 нм (ядерный магнитный резонанс). В каком-то смысле комбинация дефектов, хаотичности атомов и подвижных протонов могла бы быть причиной наличия «жидкостноподобной» поверхности. В работе [27] также полагается, что структура поверхности существенно отлична от жидкости, так что термин «жидкостноподобная» вводит в заблуждение и от него следует отказаться. Безотносительно к терминологии, поверхность льда уникальна по сравнению с поверхностями других веществ, а по мнению Флетчера [20], — даже по сравнению с поверхностями других водородосодержащих веществ.

Перечисленные выше факторы должны снижать напряжение сдвига шероховатостей льда, а следовательно, и уменьшать трение. При температуре ниже 0°C хаос и мобильность уменьшаются, а дефекты становятся труднее активизировать. Следовательно, бугорки, составляющие шероховатость, труднее сдвинуть (или переориентировать), так что трение льда увеличивается с понижением температуры. Этот факт широко известен обитателям районов с холодным климатом. Число подвижных молекул на поверхности должно также регулироваться влажностью. Интересно отметить, что лыжники во время соревнований обращают на влажность особое внимание и обычно выбирают более мягкие мази, когда она относительно высока.

Комплексная природа феномена «трение» обобщена исследователями Миннесотского университета и Куроивой, которые рассматривали совместное воздействие пластической деформации, разрыва шероховатостей и жидкостных пленок [43, 87].

СИЛЫ СОПРОТИВЛЕНИЯ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ДВИЖЕНИИ ЛЫЖ

Сила сопротивления, оказываемого снегом, может быть разделена на две составляющие. Первая из них обусловлена выпавшим, сдвиговым и компрессионным действием лыж, которые проникают в мягкий снежный покров и нарушают его структуру на глубину, превышающую размеры снежных зерен и достигающую иногда 1 м. Второй составляющей является фрикционное взаимодействие на поверхности снег—лыжи, которое возникает вследствие микроскопического эффекта, о чем шла речь выше.

Первая составляющая силы сопротивления изучалась лишь немногими исследователями [31, 43, 63] и главным образом на основе качественных наблюдений за нарушением структуры снега. В принципе величину этого нарушения можно приблизительно вычислить, если допустить, что лыжи вызывают совершенно пластическое нарушение структуры снежного покрова. Если лыжи движутся со скоростью V по снегу с первоначальной плотностью ρ , то сопротивление сжатию Pr может быть аппроксимировано выражением

$$Pr \cong \rho(\rho + \Delta\rho)V^2/\Delta\rho, \quad (19.3)$$

где $\Delta\rho$ — приращение плотности снега в результате компрессии [1, 95]. Например, по данным Хуццока [31], проводившего измерения давления лыж, начальное значение плотности снега составляло 65 кг/м^3 , конечное — 165 кг/м^3 . Если площадь поперечного сечения каждой лыжи 70×70 мм, то лыжнику приходится преодолевать силу сопротивления 10 Н, что составляет примерно половину величины фрикционной составляющей. В соответствии с уравнением (19.3) Pr должно возрастать с увеличением скорости передвижения и плотности снега. Кроме того, когда скорость растет, вектор силы сопротивления несколько отклоняется в направлении, перпендикулярном лыже, создавая силу трения, которая прижимает лыжу к поверхности снега. При небольших скоростях, например менее 1 м/с, приблизительное определение Pr из уравнения (19.3), по-видимому, становится невозможным, а силы сопротивления определяются скорее физическими свойствами снега, чем инерционными эффектами (т.е. силы уже не пропорциональны ρV^2).

К настоящему времени большинство исследований, посвященных лыжам, связано с изучением фрикционной составляющей; при этом как само собой разумеющееся допускается, что лыжи достаточно плотно прижимаются к поверхности и другой составляющей можно пренебречь. Эти исследования показали, что трение зависит от многих переменных. Связь трения с некоторыми из определяющих его характеристик описана ниже.

Скорость. Трение представляет собой сложную функцию скорости V . Для того чтобы определить статический коэффициент трения μ_s при $V = 0$ и кинетический коэффициент при $V \neq 0$, следует сделать одно упрощение. Значение μ_k при $V = 0,1 \dots 10$ м/с меньше (часто значительно), чем значение μ_s [37, 69]. Когда V растет (≥ 10 м/с), μ_k увеличивается экспоненциально и может существенно превышать μ_s главным образом под воздействием вязкости и инерции [43, 45, 80]. Шимбо [80] обнару-

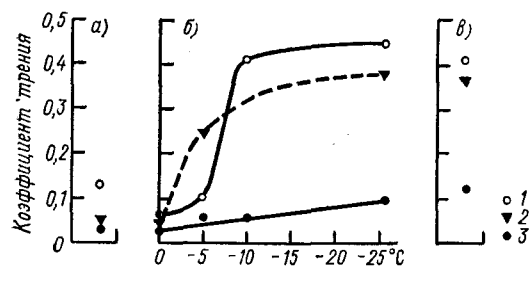


Рис. 19.6. Влияние температуры на трение лыж, покрытых лыжным лаком (1), парафином (2), тефлоном (3), при очень низких скоростях [5]. (Copyright Oxford University Press, 1964; перепечатывается с разрешения Oxford University Press).

а — снег с водой, б — снег, в — сухой песок при температуре 25 °С.

жил, что при $V \leq 0,1$ м/с значения μ_k стремятся к значениям μ_s , однако в работе [87] подчеркивается, что время стационарного контакта должно быть ограниченным, иначе произойдет статическое прилипание, обусловленное статическим трением.

Температура воздуха. Большинство исследований подтвердило хорошо известное на практике явление, заключающееся в том, что трение лыж минимально при температурах, близких к 0 °С, и увеличивается как с понижением температуры, так и с ее повышением, при котором увеличивается количество жидкой воды. Согласно [55], трение минимально скорее при температуре на несколько градусов ниже 0 °С, чем при 0 °С. Автор работы [55] утверждал, что механизм твердой смазки имеет большее значение, чем механизм трения — таяния, и предположил, что даже минимальное количество талой воды приводит скорее к увеличению трения, чем к его уменьшению. Насколько быстро увеличивается трение с понижением температуры — вопрос спорный; вероятно, это зависит от таких переменных, как скорость передвижения и материал, из которого изготовлена скользящая поверхность лыж. Примеры строгой зависимости коэффициента трения μ_k от температуры воздуха при очень небольших, но не определенных точно скоростях показаны на рис. 19.6 [5]. Заметим, что при температуре —25 °С трение покрытых лаком и парафином лыж о снег приближается к трению лыж о песок. Увеличение трения лыж, покрытых лаком, на мокром снегу очевидно. Показано, что в случае тефлоновых лыж трение растет медленнее, чем в случае деревянных. В работе [69] сходные результаты были получены для полиэтиленовых лыж. Согласно этой работе,

коэффициент μ_k с понижением температуры может увеличиваться, причем μ_s более чувствителен к изменениям температуры, чем μ_k . Кроме того, на трение оказывает влияние градиент температуры воздуха: более высокие значения μ_s и μ_k наблюдались, когда температура воздуха над снегом была ниже, чем температура поверхности снега. При обратном знаке градиента эффект был незначителен.

Уменьшение трения при температуре около 0 °С наводит на мысль о том, что трение на холодном сухом арктическом снегу можно было бы свести к минимуму, применив полозья с электроподогревом. Эксперимент, проведенный с использованием таких полозьев, дал отрицательный результат [73], объяснение которого вызывает затруднение, поскольку тепло должно понижать трение независимо от того, каким образом оно получено.

Контактное давление. Эрикссон [16] обнаружил, что трение уменьшается, когда контактное давление превышает 10 кПа. Это явление, по-видимому, используется водителями моторных саней [96], которые считают, что после того, как сани тяжело нагружены, при дальнейшей загрузке кинетическое трение увеличивается медленно. Однако для среднего давления, оказываемого средним лыжником (табл. 19.1), уменьшением трения с увеличением веса,

Таблица 19.1

Характерные значения давления, производимого на снег лыжниками (не спортсменами)

Характеристика местности	Масса лыжника, кг	Рекомендуемые размеры лыж			Среднее давление, кПа
		длина, м	ширина, мм	Длина контактной зоны, м	
Склон	80	2,05	74	1,80	3,0
Равнина	80	2,10	44	1,80	5,0
Склон	55	1,90	73	1,65	2,2
Склон	30	1,50	70	1,28	1,7

вероятно, следует пренебречь. Так, Шимбо [80] обнаружил, что при изменении давления в пределах, указанных в таблице, в случае, если остальные переменные постоянны, μ_s и μ_k остаются постоянными (рис. 19.7); в работе [69] были получены сходные результаты. Более того, спортсмены-горнолыжники достигают своих лучших результатов на относительно длинных (обычно 223 см) лыжах; более низкие значения среднего давления лыж на снег не обязательно вызывают сколько-нибудь значительное увеличение трения.

Контактная зона и размер зерен. О размере зоны льда, действительно находящейся в контакте с лыжей, известно очень мало,

хотя этот параметр, вероятно, является решающим для эффектов, производимых пленками талых вод или твердой смазки. По Торгерсену (личное сообщение), ледяная контактная зона в случае сухого свежеснежного снега при -7°C составляет менее 1 % площади скользящей поверхности лыжи, а в случае свежего снега, тающего при 0°C , она увеличивается почти до 80 %. Куроива [43] обобщил данные [32] и других работ, подтверждающие наличие небольших ледяных контактных зон на первоначально сухом снегу и образование воды в этих зонах.

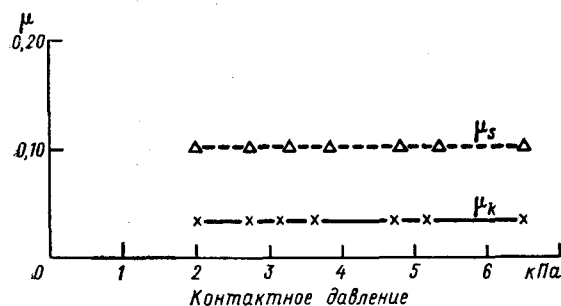


Рис. 19.7. Коэффициент трения и контактное давление [80].

Скользящая поверхность лыж покрыта фторированной смолой; температура воздуха 7°C , снега 0°C ; снег сырой плотный.

Считается, что поверхность снега с более крупными и менее многочисленными зернами характеризуется более низким коэффициентом μ_k ; наилучшее время спортсмены показывают на ледяных трассах. В работах [16, 70] было показано, что сопротивление лыж существенно увеличивается с уменьшением зерен от размеров, предельных для льда, до размеров, характерных для свежеснежного снега. Однако неясно, какую часть этого увеличения можно отнести за счет трения, а какую — за счет выпахивания.

Материал скользящей поверхности лыж. Как величина μ_k , так и величина μ_s сильно зависят от сцепления снега и материала, из которого изготовлена скользящая поверхность лыжи. Удобной мерой сцепления служит контактный угол, т. е. угол, образованный каплей воды и плоской поверхностью материала, на которой она удерживается [34, 70]. Величина контактных углов изменяется примерно от 0°C для большинства металлов до 110° для некоторых полимерных материалов; в общем чем больше контактный угол, тем ниже коэффициент трения. Еллинек [34] измерил контактные углы различных материалов, включая смолы, парафины, пластики, и обнаружил, как и ожидалось, что большие контактные углы коррелируются с симметрией, или неполярностью химической структуры. Примером хорошо известного материала с большим контактным углом ($\sim 104^{\circ}$) является тефлон (политетрафтороэтилен), высоко симметричная, неполярная структура которого показана на рис. 19.8.

Боуден и Табор [5] сравнили время, которое занимал спуск с пологих склонов на лыжах, скользящая поверхность которых была покрыта тефлоном, лыжным парафином и защитным лаком. Время спуска на лыжах с тефлоновым покрытием оказалось вдвое меньшим, чем на лыжах, покрытых лаком, и на 25 % меньше, чем на лыжах, покрытых парафином. Тефлон не нашел практического применения в качестве основы лыж из-за малой прочности, однако производители лыж экспериментируют в поис-

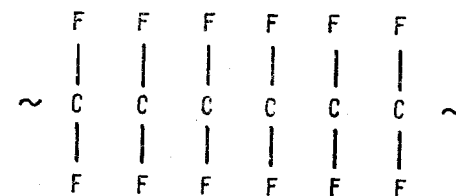


Рис. 19.8. Структура тефлона.

F — фтор, C — углерод.

ках различных способов введения тефлона в более стойкие основы. Почти все современные горные лыжи и постоянно увеличивающееся количество равнинных лыж производятся на очень плотной полиэтиленовой основе (контактный угол $\sim 90^{\circ}$), которая характеризуется малым коэффициентом трения, имеет небольшой вес и низкую стоимость. Кроме того, ее легко обрабатывать и склеивать. Ведутся эксперименты с пластмассами разной плотности с целью добиться оптимального трения и других свойств. По-видимому, чем выше плотность, тем ниже μ_k . Ведутся также эксперименты по химической и механической обработке поверхности лыж для улучшения скольжения.

Шероховатость. На первый взгляд кажется, что чем более гладкая скользящая поверхность, тем ниже μ_k . Однако это не всегда так. Лыжники-спортсмены знают, что если снег сырой, то хорошо отполированная поверхность мази будет скользить хуже, чем шероховатая поверхность. Шимбо [80] установил, что в случае сырого снега значение μ_k может возрастать до 3 μ_s при очень гладкой скользящей поверхности (шероховатость менее $0,01\text{ мкм}$). Он назвал это явление «инверсией коэффициента трения». Возможно, когда снег становится сырым, возрастает роль поверхностного натяжения и вязкого сопротивления. Несколько уравнений, описывающих эти эффекты, выведено Муром [58].

ЛЫЖНЫЕ МАЗИ

В настоящее время производится пять типов мазей, которые способствуют получению оптимального скольжения и минимальной отдачи: мазь для скоростного спуска, мазь для скольжения, мазь для равнинных лыж, клистер и основная мазь.

Мазь для скоростного спуска

Мазь для скоростного спуска применяется горнолыжниками для того, чтобы обеспечить максимально возможную скорость при специфических условиях. Спортсмены-горнолыжники уверены, что должным образом подобранная мазь обеспечивает лучшее скольжение, чем любое из известных полимерных покрытий, включая тефлон. Для соревнований мазь наносится горячей, затем растирается и полируется: процедура повторяется 10 раз и более.

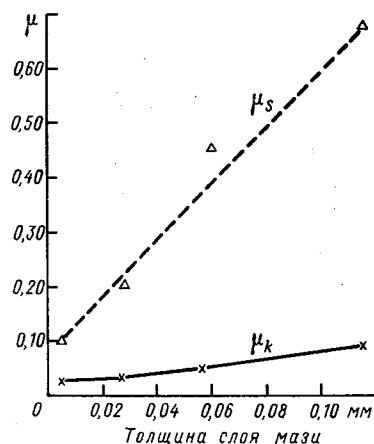


Рис. 19.9. Зависимость коэффициента трения от толщины слоя мази на беговых лыжах [80].

Температура воздуха 8—9 °С; снег сырой плотный.

Торгерсен (личное сообщение) считает, что для того чтобы обеспечить оптимальное скольжение, твердость мази должна соответствовать «микротвердости» снежного кристалла. Если твердость мази слишком велика, то энергия теряется из-за того, что мазь царапает снег. Соответственно, если мазь слишком мягкая, то энергия теряется из-за того, что шероховатости снега царапают поверхность мази. Физика процесса скольжения усложняется с увеличением скорости лыжника. Для скоростного спуска, при котором скорость может превышать 80 км/ч, выбирают мазь мягче, чем для слалома или для слалома-гиганта. Существенна также и толщина слоя мази. Шимбо установил, что статический коэффициент сильно возрастает с увеличением толщины смазки, тогда как коэффициент скольжения растет лишь незначительно (рис. 19.9) [80].

Когда содержание воды в снегу увеличивается, спортсмены-лыжники иногда увеличивают толщину слоя мази, но в случае сухого снега мазь наносится как можно более тонким слоем.

Мази, обеспечивающие скольжение

Такие мази появились сравнительно недавно и первоначально были разработаны для лыжников-гонщиков. Они наносятся на переднюю и заднюю трети скользящей поверхности лыж с тем, чтобы обеспечить максимальное скольжение (в противоположность обычным мазям, которые наносят на центр с целью создать оптимальное скольжение и свести к минимуму отдачу). В настоящее время лыжники только учатся применять эти мази. Производители мазей утверждают, что мази, обеспечивающие скольжение, и мази для скоростного спуска — по существу одно и то же, за исключением того, что первые имеют более стойкую текстуру и не боятся абразии; они могут сохраняться на лыжах на дистанции 30 и 50 км. Однако во время Зимних олимпийских игр в Лейк-Плейсиде по крайней мере один претендент на победу в скоростном спуске использовал мазь, обеспечивающую скольжение, а несколько претендентов на медали в равнинных гонках применяли мазь для скоростного спуска, так что различия между этими мазями, по-видимому, действительно невелики. В любом случае то, что говорилось по поводу физики процесса и применения мази для скоростного спуска, относится также и к мази, обеспечивающей скольжение.

Мази для равнинных лыж

Эти мази применяются лыжниками как для улучшения скольжения, так и для уменьшения отдачи. Наибольшее количество мази наносится на среднюю часть скользящей поверхности под грузовой площадкой и покрывает одну треть лыжи по направлению к носку и пятке. Однако в некоторых случаях мазью можно покрывать всю скользящую поверхность лыжи; это зависит от характеристик снега, веса лыжника, прогиба лыжи, а также от того, наносится ли у носка и пятки мазь, обеспечивающая скольжение.

Техника бега на лыжах требует, чтобы лыжник переносил вес своего тела с одной лыжи на другую. Когда лыжник переносит свой вес на лыжу, средняя часть ее прогибается до снега, и кристаллы снега вдавливаются в мазь. В зависимости от прогиба лыж максимальное контактное давление может быть на порядок выше, чем значения, приведенные в табл. 19.1. Это дает возможность лыжам «держаться» снег, так что лыжник может отталкиваться, скользя вперед по ровной поверхности, или подниматься вверх по склону. Когда лыжа разгружается, ее средняя часть поднимается над снегом; оптимальным является случай, когда при движении лыжи вперед в контакте со снегом находятся только носки и пятки лыжи, которые смазаны мазью, не столько

уменьшающей отдачу, сколько обеспечивающей скольжение. Очевидно, что в процессе переноса веса с лыжи на лыжу некоторое время средняя часть лыжи находится в контакте со снегом во время скольжения. В связи с этим мазь должна не только обеспечивать хорошее скольжение, но и уменьшать отдачу. Кристаллы снега, которые прилипают к слою мази в фазе отдачи, должны отделяться от нее в фазе скольжения.

Клистеры

Клистеры представляют собой пастообразные смеси синтетических смол, минеральных масел и синтетической резины (патент получен в 1913 г.). Они применяются для обеспечения скольжения и уменьшения отдачи на корках и мокром снегу, т. е. в наиболее сложных для лыжника-равнинника условиях. Клистеры чрезвычайно устойчивы к абразии даже на холодных, льдистых трассах. Точно так же как и мази для равнинных лыж, они наносятся в средней части беговых лыж. Лыжник-гонщик может иметь несколько пар лыж, отличающихся разным прогибом, причем каждая пара предназначена для различных комбинаций мазей и клистеров. Обычно прогиб лыж, которые применяют с клистером, велик, т. е. их средняя часть (со слоем клистера) во время скольжения поднимается над снегом с достаточным клиренсом.

Грунтовые мази

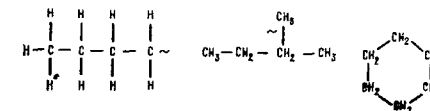
Грунтовые мази используются для того, чтобы закрепить мазь для равнинных лыж в средней части лыжи; эти мази не предназначены для контакта со снегом, а должны быть покрыты беговой мазью. Грунтовые мази не наносятся на переднюю или заднюю части лыж, где мази, обеспечивающие скольжение, «работают» непосредственно на пластмассе. Сцепление с грунтовой мазью особенно необходимо, чтобы противостоять абразии холодных, крупнозернистых кристаллов и корок. Предполагается, что мазь сдвигается слой за слоем, поэтому лыжники-гонщики перед длинной дистанцией наносят много слоев мази, причем слой самой твердой мази наносят обычно прямо на грунтовку. Некоторые более вязкие клистеры благодаря высокому содержанию синтетических смол и синтетической резины очень хорошо удерживаются прямо на пластмассе без грунтовки.

Старинные рецепты лыжных мазей включают смолу, шкурки бекона, старые велосипедные покрышки, граммофонные пластинки и большую долю пчелиного воска [8]. В настоящее время пчелиный воск заменен минеральным, так как последний устойчив

к высоким температурам, при которых производятся мази, а также в процессе нанесения мази на лыжу с помощью горячего утюга (300 °C). Кроме того, минеральные воски имеют меньше неконтролируемых загрязнителей, чем животные и растительные, а текстуры их отличаются широким разнообразием (Торгерсен, личное сообщение). В промышленности, производящей лыжные мази, применяются две категории минеральных восков — парафин и микрокристаллический воск. Их химические структуры показаны на рис. 19.10.

Рис. 19.10. Структура минеральных восков.

Н — водород, С — углерод; слева направо: прямая цепочка, ветвистая цепочка, кольцевая цепочка.



Другие вещества, такие, как синтетические смолы, пластификаторы, резина, минеральные масла и алюминиевая пудра, добавляются, чтобы придать твердость и стойкость. Чтобы различить эти мази, их окрашивают в разные цвета. Некоторые мази, твердые, как паста, или в аэрозольных баллонах, смягчаются растворителями, которые после использования испаряются.

Основополагающие исследования в науке о лыжных мазях были выполнены Халтбергом [30], который подчеркивал важность таких характеристик мази, как контактный угол и реология, т. е. баланс эластических, пластических и вязких характеристик. Обычный парафин имеет большой контактный угол (105°) и обеспечивает хорошее скольжение на мокром снегу, однако на сухом холодном снегу он скользит плохо. Микрокристаллический воск обладает большей жесткостью, чем парафин, и обеспечивает хорошее скольжение на сухом снегу, но в то же время плохо скользит по мокрому. Поэтому для того, чтобы обеспечить оптимальное скольжение, требуется выбрать мазь, в которой пропорции парафина и микрокристаллического воска соответствуют температуре и текстуре снега, а также содержанию в нем воды.

Отдача равнинной мази или клистера зависит главным образом от их вязкости, которая регулируется добавлением в смесь минерального масла. При производстве мазей кинематическая вязкость оценивается путем измерения времени, за которое калиброванный груз проникает в образец мази. Значения изменяются в очень широких пределах (в 300 раз) — от 3 (МН·с)/м² для самых твердых мазей до 10 (кН·с)/м² для самых мягких клистеров (Торгерсен, личное сообщение). В общем высокая вязкость необходима для того, чтобы получить должный баланс между скольжением и отдачей на сухом холодном снегу, а низкая вязкость — на теплом мокром снегу.

Многие лыжники заинтересованы в том, чтобы не менять грунтовую мазь каждый раз, когда меняются условия. Существует

несколько видов покрытий (не грунтовки), которые обеспечивают скольжение и уменьшают отдачу. Это, например, полоски мохера, покрытия с рисунком типа рыбьей чешуи, пластинки слюды и т.п. Такие покрытия действуют также, как и традиционно применяющиеся лыжные мази, однако они «работают» только при определенных условиях (например, при 0°C на свежем снегу). Возможно, в будущем будут разработаны такие покрытия, которые окажутся более приемлемыми, чем грунтовые мази.

ДИНАМИКА ДВИЖЕНИЯ НА ЛЫЖАХ

Основными видами маневрирования лыжника на высокой скорости являются: скольжение, прыжки, повороты, торможение. Динамика скольжения была исследована в работах [23, 83, 94]. Как

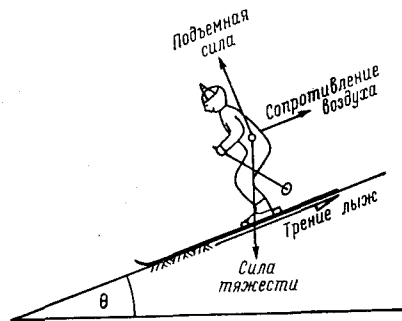


Рис. 19.11. Силы, действующие на скользящего по склону лыжника.

показано на рис. 19.11, на скользящего лыжника действуют сила тяжести, сопротивление воздуха и трение снега. При довольно высоких скоростях (~ 28 м/с) становится значительной также аэродинамическая подъемная сила. Суммируя эти силы, получаем уравнение движения скользящего лыжника:

$$m(dV/dt) = mg \sin \theta - \mu_k (mg \cos \theta - L) - (C_D \rho_a V^2 A \cos \theta)/2, \quad (19.4)$$

где m — масса лыжника, V — скорость лыжника, dV/dt — ускорение лыжника, g — ускорение свободного падения, θ — угол наклона склона, μ_k — кинетический коэффициент трения снега и лыжи (предполагается, что погружение лыжи на твердом снегу ничтожно), L — аэродинамическая подъемная сила, C_D — коэффициент выпавивания, ρ_a — плотность воздуха, $A \cos \theta$ — проецируемая в направлении движения поверхность тела лыжника.

В случае когда L мало, максимальная скорость из уравнения (19.4) будет описываться выражением

$$V_{\max} = [D(\tan \theta - \mu_k)]^{1/2}, \quad (19.5)$$

где

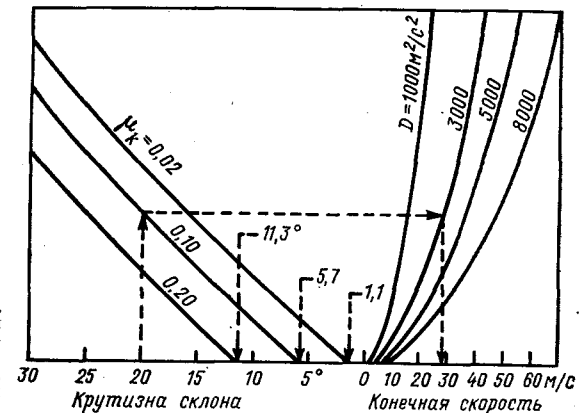
$$D = 2mg/C_D \rho_a A.$$

В общем чем больше вес лыжника, тем более высоким будет значение D , и, следовательно, этот лыжник сможет развить более высокую скорость скольжения.

Для лыжника общей массой (лыжник, лыжи, ботинки и т.п.) около 80 кг наименьшее значение D , определенное моделированием медленного скольжения вертикально стоящего лыжника как

Рис. 19.12. Номограмма для определения скорости скольжения.

$D=1000 \text{ м}^2/\text{с}^2$ — малая скорость, лыжник в высокой прямой стойке; $3000 \text{ м}^2/\text{с}^2$ — средняя скорость, лыжник в высокой стойке; $8000 \text{ м}^2/\text{с}^2$ — высокая скорость, лыжник в низкой обтекаемой стойке (стойка «яйцо»).



цилиндра в движущейся жидкости с числом Рейнольдса, равным $6,4 \cdot 10^4$, и $C_D = 1,2$ составляет $1000 \text{ м}^2/\text{с}^2$. Наибольшее значение D , определенное моделированием быстро скользящего в обтекаемой стойке лыжника как сферы в движущейся жидкости с числом Рейнольдса, равным $1,7 \cdot 10^6$, и $C_D = 12$, составляет $8000 \text{ м}^2/\text{с}^2$ [65]. Кинетическое трение μ_k на твердом снегу, вероятно, изменяется в пределах от 0,02 до 0,2 в зависимости от температуры и текстуры снега, а также от ряда других факторов [80]. Графическое решение уравнения (19.5) дано на рис. 19.12.

Эксперименты в аэродинамической трубе показали, что сила сопротивления воздуха, которая действует на лыжника, движущегося со скоростью 28 м/с, составляет от 90 до 180 Н в зависимости от площади проекции поверхности лыжника, его одежды, стойки и т.п. [12]. Примерные величины сил, действующих на лыжника массой 80 кг, скользящего со скоростью около 28 м/с по склону с наклоном 10° при $D = 5700 \text{ м}^2/\text{с}^2$ и $\mu_k = 0,04$, показаны на рис. 19.13 с учетом аэродинамической подъемной силы.

Экспериментальные исследования в аэродинамической трубе используются также для изучения механики прыжков на лыжах с трамплинов [33, 86]. Динамическое уравнение прыжка похоже на уравнение (19.4), однако в нем отсутствует член μ_k , но содер-

жится член, который моделирует лыжника, наклонившегося вперед значительно более сильно, чем при скольжении, чтобы свести к минимуму сопротивление воздуха. В работе [86] детально описано оптимальное положение тела лыжника при полете с трамплина, а в работе [33] определена оптимальная форма склона для разгона лыжника.

Динамика поворотов рассмотрена во многих опубликованных и неопубликованных работах. Уэллер [97] показал, что радиус по-

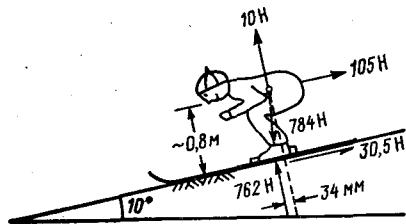


Рис. 19.13. Силы, действующие на лыжника массой 80 кг, скользящего по склону крутизной 10° со скоростью 28 м/с.

ворота лыжника имеет тенденцию увеличиваться после того, как он пересекает перегиб склона. Фукуока и Моравски исследовали повороты способом «уэделн» [23, 59]. Фукуока также замерил силы, действующие на колено и ботинок. Бранденбергер [7] ввел основные принципы механики в Инструкцию по лыжному спорту, изданную в Швейцарии. Гленн и Альмен [24] моделировали современные стили поворотов. Результаты исследований динамики поворотов изложены также в [29, 36, 47, 60, 62, 77, 92]. Хорошо выполненный поворот означает проход по дуге радиусом r с минимальным торможением, когда скорость скольжения лыжника увеличивается за счет центробежной силы mV^2/r . Величина центробежной силы, рассчитанная по измерениям массы лыжника, скорости и радиуса поворота, составила для опытного лыжника на склоне крутизной $19\text{--}27^\circ$ около 1010 Н [41].

Механика торможения включает в себя боковое соскальзывание лыж и постепенное их закантовывание. Теоретически силы торможения должны быть равны потерям энергии. Если лыжник тормозит на скорости V на расстоянии S на склоне с углом наклона θ , средняя сила торможения F может быть аппроксимирована следующим выражением:

$$F = mV^2/2S + mg \sin \theta. \quad (19.6)$$

Например, средняя сила, которую прикладывает лыжник массой 80 кг, тормозя на скорости 10 м/с на расстоянии 5 м на склоне крутизной 15° , должна составить примерно 1 кН.

Хотя силы, действующие во время поворота и торможения, не слишком велики, тем не менее они могут создавать вращательный момент, опасный для ног лыжника. Выполнено несколько

специальных исследований, посвященных аспектам безопасности маневрирования на лыжах. Были исследованы напряжения, возникающие при торможении и передаваемые с лыжи на ногу [67, 68], измерены параметры, которые должны иметь крепления, чтобы обеспечить безопасность лыжника [61], изучена кинетика падающего лыжника [94].

Очевидно, анализ динамики лыж должен предшествовать их конструированию, однако как будет показано ниже, часто наблюдается обратное явление — успехи в конструировании лыж определяют стили и способы катания.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

Лыжи и лыжные стили будут продолжать развиваться. Через 5 тыс. лет очень странный (на наш теперешний взгляд) лыжник откапает совершенно обветшалую пару лыж.

В процессе развития в ближайшем будущем будут улучшены методы наблюдения и контроля за характеристиками снега, которые непосредственно связаны с лыжами. Стандарты подготовки районов для занятий лыжным спортом и трасс лыжных гонок будут изменены в соответствии с более высокими требованиями. Широко распространятся методы химической обработки искусственно полученного снега.

В результате будущих исследований будут сделаны более определенные выводы относительно теоретических основ процесса трения на снегу и льду, а также относительно механизмов твердой смазки и пленок талой воды. Будут лучше объяснены физические основы смазки скользящей поверхности лыж, что позволит получать оптимальное скольжение при различных условиях. Будет объяснено также такое «курьезное» явление, когда при определенных условиях скользящие поверхности лыж надо смягчать или придавать им шероховатость. Мази и клистеры не потеряют своего значения, более того, фирмы, их производящие, будут постоянно улучшать свою продукцию. В то же время будут достигнуты серьезные успехи в разработке универсальных грунтовых мазей, что существенно поможет лыжникам-гонщикам.

Благодарности

При написании этой главы использован материал Фредеркинга, Национальный исследовательский комитет Канады, Оттава; Джонса, Служба охраны окружающей среды Канады, Оттава; Лейнеса, фирма «Канадиен Маунтен Холидейз», Ванф; Миллера, Лесная служба США, Денвер; Слотфельд-Элигсена, Центральный институт промышленных исследований, Осло; Торгерсена, фирма «Астро-Валко Корпорейшн», Скарер, Норвегия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долов М. А. Деформация снега при больших импульсных нагрузках.— *Нальчик: Труды Высокогорного геофизического института*, 1967, № 9, с. 3—12.
2. Bader H., R. Haefeli, E. Bucher, O. Eckel, C. Thams and P. Niggli. 1939. Der Schnee und seine Metamorphose (Snow and its Metamorphism). *Beit. z. Geol. Schweiz. Geotech. Ser. Hydrol., Lief. 3. Bern.* (English Transl. 14 by US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.)
3. Berg G., G. Lundqvist, A. Zetterstern and E. Granlund. 1941. Finds of skis from prehistoric times in Swedish bogs and marshes. *Esselte, Stockholm.*
4. Bowden F. P. and T. P. Hughes. 1939. The mechanism of sliding on ice and snow. *Proc. R. Soc., Ser. A, Vol. 172, pp. 280—298.*
5. Bowden F. P. and D. Tabor. 1964. *The Friction and Lubrication of Solids, Part II.* Oxford Univ. Press, London.
6. Brady M. 1979. *Cross Country Ski Gear.* Mountaineers, Seattle, Wash.
7. Brandenberger H. 1974. *Skimechanik: Skimethodik.* Derendingen-Solothurn, Switzerland.
8. Bo O. 1968. *Skiing Traditions in Norway.* Det Norske Samlaget, Oslo.
9. Colbeck S. C. 1978. The physical aspects of water flow through snow. In *Advances in Hydrosience Vol. 11*, (Ven Te Chow, ed.), Academic Press, New York, pp. 165—206.
10. Dudley C. M. 1935. *Sixty Centuries of Skiing.* Stephen Daye Press, Brattleboro, Vermont.
11. Dwyer C. F. 1975. Aerial tramways, ski lifts and tows. Rep. EM-7320-1, USDA For. Serv., US Gov. Printing Off., Washington, D. C.
12. Eidgenössischen Flugzeugwerk. 1967. *Luftwiderstandmessung an Skifahrer.* Bericht FO 882, Emmen, Switzerland (Unpubl.).
13. Enzel R. A. 1979. *The White Book of Ski Areas.* Rand McNally, Chicago, Ill.
14. Ericksen 1980a. A short history of snowmaking. *Ski Area Management*, May, pp. 70—71.
15. Ericksen N. 1980b. Snowmaking: the state of the art. *Ski Area Management*, July, pp. 32—38.
16. Eriksson R. 1949. Medens friktion mot snö och is. (Friction of runners on snow and ice). *Foren Skogsarbet., Foren Skogsarbet., Kg., Domanstyrelsens arbetsstud.* Med. 34—35, Stockholm (English Transl. 14 by US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.).
17. Evans D. C. D., J. F. Nyre and K. J. Cheesman. 1976. The kinetic friction of ice. *Proc. R. Soc. London, Ser. A, Vol. 347, pp. 493—512.*
18. FIMS. 1972. *First International Congress of Winter Sports Medicine*, Sapporo, Japan. *Fédération Internationale de Médecine Sportive*, Torino.
19. Firsoff V. 1943. *Ski Tracs on the Battlefield.* A. S. Barne and Co., New York, N. Y.
20. Fletcher N. H. 1973. The surface of ice. In *Physics and Chemistry of Ice* (E. Whalley, S. J. Jones and L. W. Gold, eds.), R. Soc. Can., pp. 132—136.
21. Flower R. 1976. *The History of Skiing and Other Winter Sports.* Methuen, Toronto, Ont.
22. Foss M. L. and Garrick J. G. 1978. *Ski Conditioning.* John Wiley & Sons, New York, N. Y.
23. Fukuoka T. 1971. *Zur Biomechanik und Kybernetik des Alpinen Schilaufts.* Limpert Verlag, Frankfurt/M, Germany.
24. Glenne B. and B. von Allmen. 1979. Basic mechanics of alpine skiing. *Proc. 3rd Int. Conf. Ski Trauma Skiing Safety*, Queenstown, New Zealand.
25. Goeldner C. R., K. Dicke and Y. Sletta. 1973. *Bibliography of skiing studies.* Res. Div., Grad. School Bus. Admin., Univ. Colo., Boulder.
26. Goeldner C. R. and T. Farwell. 1975. *Economic analysis of North American Ski Areas.* Res. Div., GRAD. Sch. Bus. Admin., Univ. Colo., Boulder.
27. Golecki I. and C. Jaccard. 1978. Intrinsic surface disorder in ice near the melting point. *J. Phys. C: Solid State Phys., Vol. 11, pp. 4229—4237.*

28. Good W. 1975. Numerical parameters to identify snow structure. *Proc. Int. Symp. on Snow Mechanics*, Grindelwald, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 114, pp. 91—102.
29. Howe J. 1977. *The physics of skiing.* National Coaches Clinic, Boulder, Colo., Sept. 1977.
30. Hultberg S. O. 1947. *Skidvallor (Skiwax).* Teknisk Tidskrift 79, Sweden, pp. 935—942.
31. Huzioka T. 1957. *Skii no kenkyu (3) (Studies on ski (3)).* Low Temp. Sci., Ser. A, No. 16, pp. 31—46.
32. Huzioka T. 1963. Studies on the resistance of snow sledge VI. Friction between snow and a plate of glass or plastic. *Low Temp. Sci., Ser. A, No. 21, pp. 31—43.*
33. Iguro M. and A. Yamaki. 1972. Design of ski jumping hill for 1972 Winter Olympic Games. Scientific study of skiing in Japan, Soc. Ski. Sci. Hitachi, Tokyo, pp. 53—62.
34. Jellinek H. H. G. 1957. Contact angles between water and some polymeric materials. *Res. Rep. 36, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.*
35. Judge P. 1979. "State-of-the-art" Gondola. *Sci Area Management*, Nov., pp. 48—49.
36. Karlsson J., A. Ericksson, A. Forsberg, L. Kallberg and P. Tesch. 1978. The physiology of alpine skiing (English Transl. by W. Michael, US Ski Coaches Assoc., Park City, Utah, 1978.).
37. Keinonen J., E. Palosuo, P. Korhonen and H. Suominen. 1978. Lumen ja suksenpohjamuovien valisen kitkan mittauksia (Measurements of friction between snow and sliding materials of ski). *Rep. 10, Univ. Helsinki, Rep. Ser. in Geophys.*
38. Kinoshita S. 1960. The hardness of snow. *Low Temp. Sci., Ser. A, No. 19, pp. 119—134.*
39. Klein G. 1947. The snow characteristics of aircraft skis. *Aeronaut. Rep. AR-2, Nat. Res. Council Can., Ottawa, Ont.*
40. Knight S. J. 1965. Trafficability of snow and muskeg. *Proc. 15th Alaskan Sci. Conf., Univ. Alaska, College, pp. 355—374.*
41. Kopta D. 1974. The centripetal force produced by skiers. *Civil Eng. Dept., Univ. Utah, Salt Lake City.*
42. Kry P. R. 1975. Quantitative stereological analysis of grain bonds in snow. *J. Glaciol., Vol. 14, No. 12, pp. 467—477.*
43. Kuroiwa D. 1977. The kinetic friction on snow and ice. *J. Glaciol., Vol. 19, No. 81, pp. 141—152.*
44. Kuroiwa D. and E. R. LaChapelle. 1972. Preparation of artificial snow and ice surface for XI Olympic Winter Games, Sapporo. *The Role of Snow and Ice in Hydrology, Proc. Banff Symp., Sept. 1972, Unesco—WMO—IAHS, Geneva—Budapest—Paris, Vol. 2, pp. 1350—1361.*
45. Kuroiwa D., G. Wakahama, K. Fujino and R. Tanahashi. 1969. Coefficient of sliding friction between skis and chemically treated or mechanically compressed snow surfaces. *Low Temp. Sci., Ser. A, No. 27, pp. 229—245.*
46. LaChapelle E. R. 1970. Principles of avalanche forecasting. *Ice Engineering and Avalanche Forecasting and Control, Tech. Memo. No. 98, Nat. Res. Council Can., Ottawa, Ont., pp. 106—111.*
47. Larsson O. and J. Major. 1978. Passive, accelerated and instant inclination of the skier's general axis in slalom and giant slalom turns. *J. US Ski Coaches Assoc., Vol. 2, No. 2, Park City, Utah, pp. 18—25.*
48. Lid N. 1949. Ski tracks across time and space. In *World Ski Book* (F. Elkins and F. Harper eds.), Longmans, Green and Co., New York.
49. Lliboutry L. 1964. *Traite de Glaciologie, Tome I.* Masson and Cie, Ed., Paris.
50. Lund R. T. 1971. A history of skiing in Canada prior to 1940. *Masters Thesis, Dept. Phys. Educ., Univ. Alta., Edmonton.*
51. Lunn A. 1952. *The Story of Skiing.* Eyre and Spottiswoode, London.
52. MacConnell W. P., D. L. Mader and L. F. Whitney. 1974. Fertilize your snow for a faster harvest. *Ski Area Management, Vol. 13, No. 1, pp. 42—43.*

53. Marsh J. 1975. The changing ski scene in Canada. *Can. Geograph. J.*, Vol. 90, No. 2, pp. 4—13.
54. McCloskey M. and A. Hill. 1971. Mineral King: Wilderness versus mass recreation in the Sierra. In *Patient Earth* (J. Harte and R. H. Socolow, eds.), Holt, Rinehart and Winston Inc., New York, N. Y.
55. McConica T. H. 1950. Sliding on ice and snow. Contract W 44—109 qm-2113, US Army. Off. of the Quartermaster General, US Army Res. Devel. Branch.
56. McConica T. H. 1951. Aircraft ski performance. WADC Tech. Rep. No. 52—19, US Airforce, Wright Air. Dev. Centre, Ohio.
57. McConica T. H. 1952. Aircraft ski performance. WADC Tech. Rep. No. 52—318, US Airforce, Wright Air. Dev. Centre, Ohio.
58. Moore D. F. 1975. Principles and Applications of Tribology. Pergamon Press, London, pp. 321—325.
59. Morawski J. M. 1973. Control systems approach to a ski-turn analysis. *J. Bio-mech.*, Vol. 6, pp. 267—279.
60. Moser G. 1958. Untersuchung der Belastungsverhältnisse bei der alpinen Schitechnik. *Theori und Praxis der Körperkultur*, H. 6, S. 551.
61. Mote C. D. Jr. and M. L. Hull. 1976. Fundamental considerations in ski binding analysis. *Orthopedic Clinics North Amer.*, Vol. 7, No. 1.
62. Mote C. D. Jr., M. L. Hull, R. L. Piziali and D. A. Nagel. 1976. Experimental measurements of forces and moments during downhill skiing. In *Skiing and Safety II*, Forum, Davos, Switzerland, Sept., pp. 161—176.
63. Nakaya U., M. Tada, Y. Sekido and T. Takano. 1972. The physics of skiing: Preliminary and general survey. *Scientific Study of Skiing in Japan*, Soc. Ski. Sci., Hitachi, Tokyo, pp. 1—32.
64. Niven C. D. 1959. A proposed mechanism for ice friction. *Can. J. Phys.* Vol. 37, pp. 247—255.
65. Olson R. M. 1980. *Essentials of Engineering Fluid Mechanics*. Intext Publ., New York, pp. 384—401.
66. Oura H. 1967. Studies on blowing snow. *Physics of snow and ice*, (H. Oura, ed.), Int. Conf. on Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, Vol. 1, Pt. 2, pp. 1085—1117.
67. Outwater J. O. and M. S. Woodward. 1967. Skiing forces and fractures. *Mech. Eng.*, Vol. 189, No. 12, pp. 27—30.
68. Outwater J. O. 1969. On the friction of skis. Dept. Mech. Eng., Univ. Vermont, Burlington.
69. Palosuo E., T. Hultinen, J. Jokinen and M. Teinonen. 1977. Lumen kitkan vaikutus suksen luistoon (The effect of friction between snow and skis). Rep. 6, Univ. of Helsinki, Ser. in Geophys.
70. Palosuo E. J. Keinonen, H. Suominen and R. Jokitalo. 1979. Lumen ja suksen poh-jamuovien välisen kitkan mittauksia, os 2 (Measurement of friction between snow and ski running surfaces, Part 2). Rep. 13, Univ. Helsinki, Ser. in Geophys.
71. Parks Canada. 1973. Downhill ski areas: utilization and capacity. Rep. PR-73-3, Policy and Planning Res. Div., Western Region, Calgary.
72. Perla R. I. 1978. Temperature-gradient and equi-temperature metamorphism. Proc. 2nd Int. Conf. Snow Avalanches, Grenoble.
73. Pfalzner P. M. 1947. The friction of heated sleigh runners on ice. *Can. J. Res.*, Vol. F 25, pp. 192—195.
74. Richardson E. C. 1909. *The Ski Runner*. Published by the author. London (In the collection of the National Ski Museum, Ottawa).
75. Scharif R. 1975. *Ski Magazine's Encyclopedia of Skiing*. Harper and Row, New York.
76. Schneigert Z. 1966. *Aerial Tramways and Funicular Railways*. Pergamon Press, New York.
77. Schultes H. 1978. *Der Alpinski*. Haller and Jenzer A. G., Switzerland.
78. Seligman G. 1946. *Snow structure and Ski Fields*. MacMillan and Co. Ltd., London.

79. Seligman G. and F. Debenham. 1943. Friction on snow surfaces. *Polar Rec.*, Vol. 4, No. 25, pp. 2—11.
80. Shimbo M. 1972. Friction on snow of ski soles unwaxed and waxed. *Scientific Study of Skiing in Japan*. Soc. of Sci. Ski, Hitachi, Tokyo, pp. 99—112.
81. Society of Ski Science, 1972. *Scientific study of skiing in Japan: Papers in European Languages*. Hitachi, Tokyo
82. Sommerfeld R. A. and E. R. LaChapelle. 1970. The classification of snow metamorphism. *J. Glaciol.*, Vol. 9, No. 55, pp. 3—17.
83. Sprague R. C. 1970. *Parallel Skiing for Weekend Skiers*. Excelsior Printing Co., North Adams, Mass.
84. Stafner A. 1979. Kick and glide mechanics of cross-country skiing. Unpublished seminar presented at College Eng., Univ. Utah, Salt Lake City.
85. Stillman R. M. 1962. Effects of methods of slope packing as determined by the ram penetrometer. Misc. Rep. 5, Alta Avalanche Study Centre, USDA For. Serv., Salt Lake City, Utah.
86. Tani I. and M. Iuchi. 1972. Flight mechanical investigation of ski jumping. *Scientific Study of Skiing in Japan*, Soc. Ski Sci., Hitachi, Tokyo, pp. 33—52.
87. University of Minnesota. 1955. Friction on snow and ice. Tech. Rep. 17, US Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab., Wilmette, Ill.
88. USDA Forest Service. 1973a. Planning considerations for winter sports resort development. US Gov. Printing Off. 1974-781-126, Washington, D. C.
89. USDA Forest Service. 1973b. Winter Sports Symposium 1972. USDA For. Serv., Rocky Mountain Reg. Denver, Colo.
90. Unesco. 1970. Seasonal snow cover. United Nations Educ. Sci. Cult. Organization, Paris.
91. Vaage J. 1979. *Skienes Verden*. Hjemmenes Forlag, Oslo.
92. Vagners J. 1972. *Biomechanics Manual*. Prof. Ski Inst. Am.
93. Von Allmen B. 1974. Unzeckmässige Bekleidung-eing Unfallgefahr beim Skifahren. *Neue Zürcher Zeitung*.
94. Von Allmen B. 1975. On sliding and collision dangers of fallen skiers. *Proc. Am. Soc. for Testing and Materials*, Las Vegas, Nev.
95. Wakahama G. and A. Sato. 1977. Propagation of a plastic wave in snow. *J. Glaciol.*, Vol. 19, pp. 175—183.
96. Wakefield W. E. 1938. Efficiency of logging sleighs for pulpwood operations in different types of terrain. Project 107, For. Product Lab., Dept. North Affairs and Nat. Resour., Ottawa, Ont.
97. Waller I. 1946. *The Dynamics of Skiing*. The British Ski Year Book for 1946, pp. 103—122.
98. Weyl W. A. 1951. Surface structure of water and some of its physical and chemical manifestations. *J. Colloid, Sci.*, Vol. 6, pp. 389—405.
99. Yosida Z. 1972. Investigations on snow conditions for the XI Olympic Games, Sapporo, February 3—13. *Scientific Study of Skiing in Japan*, Soc. Ski Sci., Hitachi, Tokyo, pp. 113—126.

Механика лыж

Обсуждение механики лыж, предназначенных для катания по снегу, справедливо следует начать с анализа движения на лыжах с целью последующего количественного описания сил, под действием которых работают лыжи. Однако, поскольку мы до сих пор не можем представить со всей ясностью процесс движения на лыжах, а процесс проектирования и изготовления лыж все еще носит эмпирический характер, анализировать движение на лыжах приходится на основе учета отдельных показателей и случаев.

При конструировании лыж необходимо выбрать оптимальное сочетание ряда проектных параметров (типа конструкции, геометрии, упругих свойств, динамических характеристик, экономических соображений) с целью максимального удовлетворения лыжника в соответствии с его весом, а также техникой и способом катания. Поскольку на рынок поступают самые разнообразные типы и модели лыж, необходимо четко представлять себе те факторы, которые оказывают влияние на совместимость лыж, лыжника и характера катания.

Основное внимание в этой главе уделено горным лыжам и альпийскому катанию (слалому и скоростному спуску). Тем не менее стремительно развивается катание на лыжах по пересеченной местности (как по проложенным лыжням, так и по ненарушенной снежной целине). Количественная информация о таком виде катания и таких лыжах постепенно накапливается.

ИСТОРИЯ ЛЫЖ

Техника катания на лыжах традиционно развивалась по мере совершенствования лыжного снаряжения. Сондре Норхейма из г. Телемарка, Норвегия, часто называют отцом современного катания на лыжах. Приблизительно в 1850 г. он начал применять жесткое крепление, охватывавшее задник ботинка с целью улучшения управляемости лыж. Кроме того, он предложил изготавливать приталенные лыжи (табл. 20.1); это усовершенствование обеспечило снижение бокового трения и повысило маневренность лыж [17]. До этого времени упругость (жесткость) лыж определялась наличием щечек, а клин из гикори придавал лыжам высокую прочность. Лишь в конце прошлого и начале нынешнего века были разработаны способы соединения двух и более слоев дерева

Таблица 20.1
Характеристики лыж

Элементы лыж	
Передний конец лыжи (tip of ski)	Крайний передний конец лыжи
Задний конец лыжи (tail of ski)	Крайний задний конец лыжи
Носок лыжи (shovel of ski)	Передняя загнутая вверх часть лыжи
Пятка лыжи (heel of ski)	Задняя слегка загнутая вверх часть лыжи
Контакт носка (shoulder contact)	Передняя линия контакта, по которой происходит касание пластинки-щупа толщиной 0,5 мм при ее движении от носка между лыжей и плоской поверхностью, находящейся под давлением человеческого тела
Контакт пятки (heel contact)	Задняя линия контакта, по которой происходит касание пластинки-щупа толщиной 0,5 мм при ее движении от пятки между лыжей и плоской поверхностью, находящейся под давлением человеческого тела
Скользкая поверхность лыжи (body of ski)	Часть лыжи, заключенная между контактом носка и контактом пятки
Передняя поверхность лыжи (forebody of ski)	Половина скользящей поверхности лыжи, прилегающая к носу (или переднему концу лыжи)
Задняя поверхность лыжи (afterbody of ski)	Половина скользящей поверхности лыжи, прилегающая к пятке (или заднему концу) лыжи
Армирующие слои (load carrying layers)	Продольные слои лыжи, несущие основную нагрузку под действием растягивающих, сжимающих или касательных напряжений при изгибе или кручении лыжи
Центральный клин лыжи (core of ski)	Внутренняя часть лыжи, которая обычно не испытывает сильных напряжений при изгибе или кручении лыжи
Нейтральная ось (поверхность) (neutral axis (surface))	Продольная ось (поверхность) в лыже, которая не испытывает деформаций при изгибе лыжи
Конструкция со слоистым сечением (sandwich construction)	Сложная конструкция, в которой слой (или слои) высокопрочного материала располагается вблизи скользящей поверхности и верхней наружной поверхности лыжи
Конструкция с коробчатым сечением (box construction)	Сложная конструкция, в которой высокопрочный материал имеет коробчатую форму в поперечном сечении лыжи
Термины геометрии лыжи	
Номинальная длина (nominal length)	Длина лыжи между передним и задним ее концами по нижней поверхности (часто используется для обозначения размера лыж)
Длина хорды (chord length)	Расстояние по прямой линии между передним и задним концами лыжи
Длина проекции (projected length)	Расстояние между точками проекции переднего и заднего концов лыжи на плоскость, когда лыжа прижата к плоской поверхности
Контактная длина (contact length)	Расстояние между контактом носка и контактом пятки
Опорная длина (support length)	Длина проекции за вычетом 25 см

Центр скользящей поверхности (ski body centre)	Расположен посередине между контактом носка и контактом пятки
Центр опорной поверхности (ski support centre)	Расположен по центру опорной длины
Ширина пятки (heel width)	Ширина лыжи в наиболее широкой части пятки
Сужение пятки (waist of ski)	Ширина лыжи в наиболее узкой части пятки
Ширина носка (shoulder of ski)	Ширина лыжи в наиболее широкой части носка
Весовой прогиб (weighted bottom camber)	Максимальная высота нижней поверхности лыжи на участке прогиба над плоской горизонтальной поверхностью, на которую положена лыжа под нагрузкой
Свободный прогиб (free bottom camber)	Максимальное расстояние между нижней поверхностью лыжи на участке прогиба и плоской поверхностью, при условии, что нагрузка на лыжу отсутствует и контакт лыжи с поверхностью происходит в районе носка и пятки
Боковой профиль (sidecut)	Отклонение контура лыжи от прямой линии, определяемое в результате измерения расстояния между нижним краем и плоской поверхностью, когда лыжа уложена на бок и касается поверхности в районе носка и пятки
Прогиб талии (sidecamber)	Максимальное расстояние между прямой, соединяющей контакт носка и контакт пятки (по внешнему краю лыжи), с боковой поверхностью лыжи

Физические свойства

Полярный момент инерции (polar moment of inertia)	Характеристика сопротивления лыжи боковому вращению вокруг оси, проведенной перпендикулярно поверхности скольжения через центр
Характеристики при изгибе	Нагрузка, которую необходимо приложить к центру опорной поверхности лыжи, имеющей опоры на линиях контакта носка и пятки, чтобы создать прогиб в 1 см
Константа упругости центра лыжи (bending-centre spring constant)	Нагрузка, которую необходимо приложить к пятке лыжи, чтобы создать его прогиб в 1 см при жестко закрепленном центре скольжения опорной поверхности
Константа упругости задней части лыжи (bending-afterbody spring constant)	Нагрузка, которую необходимо приложить к носку лыжи, чтобы создать его прогиб в 1 см при жестко закрепленном центре опорной поверхности
Константа упругости передней части лыжи (bending-forebody spring constant)	Отношение константы упругости передней части лыжи к константе упругости задней части лыжи (при изгибе)
Баланс констант упругости (bending-spring constant balance)	Момент, который необходимо приложить по линии контакта носка при кручении нижней поверхности носка на угол в 1° при жестко закрепленном центре опорной поверхности
Характеристики при кручении	
Константа упругости передней части лыжи (torsional-forebody spring constant)	

Константа упругости задней части лыжи (torsional-afterbody spring constant)	Момент, который необходимо приложить по линии контакта пятки при кручении нижней поверхности пятки на угол в 1° при жестко закрепленном центре опорной поверхности
Баланс констант упругости (torsional-spring constant balance)	Отношение констант упругости передней и задней частей лыжи (при кручении)
Константа упругости центра лыжи при боковом изгибе (sideflexcentre spring constant)	Нагрузка, которую необходимо приложить по центру опорной поверхности, чтобы создать прогиб центра в 1 см при условии, что лыжа лежит на боку и имеет опоры на участках контакта носка и пятки; прогиб происходит по талии лыжи
Частота собственных колебаний (natural frequency)	Число циклов колебаний в секунду (Гц), которое наблюдается при свободном колебании лыжи или какой-либо ее части
Полупериод демпфирования (dampinghalf-life)	Период времени, необходимый для уменьшения амплитуды колебаний лыжи от 2 до 1 мм

с целью повышения прочности и уменьшения веса и деформации лыж [17].

В 1930-х годах использовались многие из известных в настоящее время конструкций лыж: беговые и прогулочные для ходьбы по пересеченной местности, прыжковые и горные. Еще в то время важнейшими свойствами были долговечность (износостойкость) и фрикционные характеристики нижней скользящей поверхности лыж. В 1944 г. во Франции Мишалеом было предложено покрывать скользящую поверхность лыж целлоликом.

Вскоре после окончания Второй мировой войны фирма «Howard Head» в США приступила к выпуску алюминиевых лыж слоистого сечения (см. рис. 20.1), в которых применялось покрытие из высокопрочных материалов на внешних поверхностях лыж. Начиная с 1960 г. в более дорогой модели лыж «Head» появился слой неопренового каучука, обеспечивавший диссипацию энергии под действием касательных напряжений и демпфирование вибрации лыж на снегу. До 1950 г. в технической литературе данные о физических свойствах лыж практически не публиковались, либо их было слишком мало. Позднее был проведен ряд исследований, посвященных изучению различий в динамических характеристиках деревянных и металлических лыж [4, 11, 14].

Появление в начале 1960-х годов новых моделей лыж из дерева и стеклопластика с их прекрасными демпфирующими характеристиками послужило основой для совершенствования области горнолыжных дисциплин. Первоначально эти лыжи обладали недостаточной долговечностью весового прогиба, однако совершенствование технологии изготовления стеклопластика позволило разрешить эту проблему; попутно удалось также уменьшить вес лыж.

Физические свойства лыж из стеклопластика рассматриваются в работах [2, 6, 12].

В 1970-е годы для изготовления лыж стали применяться напряженные стеклопластики, углеродное волокно и другие вязкоупругие материалы; появились лыжи коробчатого сечения, полые и с пенопластовым наполнением. Все это способствовало созданию легких, маневренных и долговечных лыж с хорошими демпфирующими характеристиками. Целесообразность применения стеклопластиков была доказана при изготовлении как равнинных, так и горных лыж.

ИСПОЛНИТЕЛЬСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И СВОЙСТВА ЛЫЖ

Конструированию лыж обычно предшествует рассмотрение исполнительских характеристик (табл. 20.2) или назначения лыж. Горные лыжи могут использоваться для обучения начинающих горнолыжников, для отдыха и для соревнований. Лыжи, предназначенные для движения по пересеченной местности, могут использоваться для ходьбы в горных районах, для туризма и прогулок, а также для соревнований.

При катании на горных лыжах исполнительские характеристики главным образом зависят от скорости катания, типа поворотов и характера поверхности снега. Например, при спуске по крутым склонам, покрытым жестким снегом, необходим острый кант на лыжах, в то время как на мягком снегу особенно ценится маневренность лыж. К сожалению, при создании конструкции лыж некоторые исполнительские характеристики вступают в противоречие друг с другом; в этом случае необходимо искать разумный компромисс.

При катании на горных лыжах применяются два основных типа поворотов: резаный поворот, при котором наблюдается незначительное боковое проскальзывание, а основное контролирующее усилие приложено к носкам и задникам лыж, и поворот с боковым проскальзыванием, при котором контролирующее усилие приложено к центру лыж. К наиболее важным относятся следующие характеристики горных лыж (приведенные в порядке очередности согласно их значимости): износостойкость, геометрия (продольная и поперечная), характеристики при изгибе и кручении, а также вибрационные характеристики.

При катании по пересеченной местности на равнинных лыжах исполнительские характеристики определяются главным образом характером снега или лыжни (естественный снежный покров, подготовленная лыжня, рыхлый снег, твердый снег и т. д.). Основными свойствами равнинных лыж согласно исполнительским характеристикам признаны в порядке очередности: износостой-

Таблица 20.2

Исполнительские характеристики лыж

<i>Характеристики при прямолинейном скольжении</i>	
Устойчивость лыжи (ski tracking)	Способность выдерживать прямой курс
Стабильность лыж (ski stability)	Способность обрабатывать бугры и ямы в вертикальной плоскости (мягкость)
вертикальная	Способность обрабатывать бугры и ямы в поперечной плоскости
поперечная	Способность сохранять траверсное положение без вращения вверх или вниз по склону
траверсная	

Характеристики при разворотах

Маневренность (ski turning)	Легкость входа в поворот
начало	Способность лыж к развороту после входа в поворот (излишний разворот и закантовывание свидетельствуют о трудностях при выполнении разворотов)
осуществление поворота («по-слушность» лыж)	Легкость, с которой может быть закончен поворот
завершение поворота	Способность осуществлять успешные быстрые изменения направления движения (смена кантов скольжения)
оперативность	Способность осуществлять поворот с минимальным проскальзыванием на жестком снегу
Приспособленность лыж к резаному ведению дуги поворота (ski carving ability)	Способность выдерживать дугу при скользящем повороте без излишнего бокового проскальзывания или вибрации
Приспособленность лыж к ведению дуги поворота при плоской постановке (ski skidding ability)	

Общие характеристики

Приспособленность лыж к закантовке (edge grip of ski)	Способность воспринимать контролирующие усилия, направленные на осуществление торможения или разворота; вибрация и нежелательное боковое проскальзывание обычно являются симптомами недостаточной приспособленности лыж к закантовке
Восприимчивость лыж (liveliness of ski)	Способность лыж быстро реагировать на изменения местности и импульсов горнолыжника; противоположностью восприимчивости лыж является их нечувствительность (ski deadness)
Приспособленность лыж к амортизации (quietness of ski)	Способность лыж гасить вибрацию при прохождении по буграм, ямам и другим неровностям поверхности — обусловлена устойчивостью и вибрационными характеристиками лыж

кость, вес, геометрия (поперечная или по ширине лыжи), характеристики при изгибе и характер скользящей поверхности лыжи, в особенности на участке прогиба (наличие или отсутствие парафинового покрытия).

В табл. 20.3 делается попытка перечислить некоторые важные свойства лыж в зависимости от их назначения и характеристик снежного покрова [5].

Таблица 20.3

Зависимость свойств лыж от их назначения и характеристик снежного покрова

Назначение лыж		Характеристика снега	
		Мягкий и уплотненный	Жесткий и льдистый
Рекреационное	Для обучения начинающих	Небольшая длина, большая ширина, малые вес и жесткость	Небольшая длина, большая ширина, средняя жесткость
	Для опытных горнолыжников-любителей	Большая ширина, малый вес, малая жесткость	Средняя ширина, средняя жесткость, хорошие демпфирующие качества
Спортивное (для соревнований)	Фристайл и балет	Длина компакт, малый вес, малая жесткость носка	Малая длина, малая ширина, глубокая талия
	Слалом и слалом-гигант	Традиционная длина, средняя ширина, умеренное кручение	Малая ширина, жесткая передняя часть, хорошие демпфирующие качества

В связи с несовершенством материалов, применявшихся в прошлом при изготовлении лыж, часто приходилось создавать лыжи с большой толщиной носка с целью предотвращения его излома или изгиба. Наиболее важными характеристиками лыж являются следующие:

геометрические — длина, ширина и толщина, прогиб и талия; упругие — жесткость на изгиб и распределение этой характеристики по длине лыжи, сопротивление кручению;

динамические — момент инерции, демпфирование и иные характеристики взаимодействия лыжи со снегом.

Некоторые армирующие материалы могут существенно влиять на отдельные характеристики лыж, в особенности на их способность к резаным поворотам и зантовке. Алюминиевые лыжи обычно бывают более тяжелыми, устойчивыми и приспособленными к резаным поворотам, в то время как лыжи из стеклопластика чаще характеризуются меньшим весом, лучшей маневренностью и способностью к поворотам на плоских лыжах.

Таблица 20.4

Геометрические и упругие свойства лыж

Тип лыж	Фирма изготовитель и модель	Длина, см	Длина, см	Масса, кг	Минимальная ширина, мм	Угол прогиба та-ли, гра-дусы	Константа центра упругости, Н/см	Баланс упругости	Жесткость при кручении, К/(Н·м)	Армирующий материал
Модели прошлых лет	Kastle Slalom (1955)	210	181	2,2	69	0,34	52	0,85	2,2	Слонская древа
	Head GS Comp. (1967)	210	186	2,6	72	0,34	58	1,03	3,3	Алюминий
Лыжи для слалом-гиганта	Rossignol SM Comp. K2 255	207	184	2,1	68,5	0,46	43	1,01	2,8	Алюминий и стеклопластик
	Dynastar Acryglass	210	189	2,3	69	0,43	49	1,00	3,4	Алюминий и стеклопластик
Слаломные лыжи	Olin Mark VI	200	178	2,1	70	0,42	45	1,04	3,6	Алюминий
	Dynastar Omeglass Fisher C4 Comp.	200	178	2,1	66	0,45	48	1,03	1,7	Стеклопластик
Лыжи для отдыха	Dura-Fiber Enduro K2 244	196	174	1,8	68	0,43	38	1,14	1,6	Стеклопластик
	Olin Mark IIIS	200	175	1,8	66	0,45	33	1,05	1,5	Стеклопластик
	Hart Freestyle Kneissl Freestyle	180	157	1,8	67	0,50	37	1,09	1,0	Стеклопластик
Лыжи для свободного катания		185	161	1,8	65	0,50	34	1,15	1,1	Стеклопластик

С целью объединения преимуществ каждого материала в исполнительских характеристиках лыж появились совмещенные лыжи, при изготовлении которых используются оба материала.

Для достижения наилучшего сочетания геометрических, упругих и динамических характеристик лыж первостепенное значение имеет выбор формы лыж и материалов. Обычно материал или толщину лыжи изменить бывает гораздо легче, чем ее ширину. Поэтому, несмотря на то что отдельные модели лыж какой-либо фирмы-изготовителя часто отличаются жесткостью или демпфирующими характеристиками (впрочем, как и внешней отделкой), боковой профиль эти лыж может оставаться неизменным.

В табл. 20.4 представлены данные о геометрических и упругих характеристиках некоторых моделей лыж, полученные в ходе измерений согласно процедурам, утвержденным Американским обществом испытаний и материалов (ASTM) и Международной организацией стандартов (ISO). Демпфирующие характеристики лыж, хотя они и являются важным параметром, были исключены из рассмотрения в связи с отсутствием простой методики количественного определения этого показателя. Как следует из таблицы, современные лыжи стали мягче, уже и имеют больший прогиб талии по сравнению с лыжами пятидесятых и шестидесятых годов. Лыжи, предназначенные для отдыха и свободного катания, характеризуются относительно небольшим весом и мягкостью на изгиб и кручение. Ширина коротких лыж может быть самой разной. Короткие широкие лыжи предназначены для обучения начинающих горнолыжников. Однако укороченные лыжи обычно конструируются с таким расчетом, чтобы они «работали» аналогично традиционным длинным лыжам.

Характеристики лыж меняются не только в зависимости от модели; они различаются у разных пар одной и той же модели и даже у лыж одной пары. Например, допустимо различие в гибкости отдельных лыж в паре в среднем в пределах 2–5 %, а между разными парами эти различия могут быть и несколько больше.

ТИПЫ КОНСТРУКЦИИ

Помимо классификации лыж по преобладающему в них материалу (дереву, металлу, стеклопластику), применяется также классификация лыж по типу их конструкции. Двумя основными типами конструкций являются: а) конструкция слоистого типа — склеивание под давлением подготовленных пластин, б) конструкция коробчатого типа — либо обычный стеклопластик вокруг центрального клина (или клинов), либо напряженный стеклопластик с полым ядром (или пустотами) (рис. 20.1). Конструкция слоистого типа обычно получается в результате склеивания под давлением подготовленных пластин; при этом слои армирующего

материала располагаются вблизи нижней и верхней поверхностей лыж. Большинство металлических лыж изготовлено именно таким способом. В конструкции коробчатого сечения, иногда называемой коробкой кручения, армирующий материал расположен близко ко всем четырем поверхностям лыж; в отдельных случаях в центральный клин вводятся вертикальные армирующие стабилизаторы.

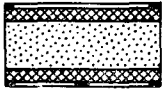
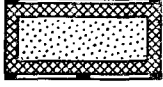
Конструкция	Армирующий материал	Материал клина	Примеры
 Слоистого сечения	Алюминий	Дерево	Fischer C-4 Comp.
		Пенопласт	Rossignol Roc
	Вулканизированный стеклопластик	Дерево	Rossignol Strato
		Пенопласт	Olin Mark V
 Коробчатого сечения	Обычный стеклопластик	Дерево	Dynamic VR-17
		Пенопласт	K2 244
	Напряженный стеклопластик	Полый клин	Dura-Fiber
		Сотовое строение клина	Hexcel

Рис. 20.1. Типы конструкций лыж.

Оба типа конструкций позволяют уменьшить вес лыж и снизить расход армирующих материалов в приповерхностных слоях, испытывающих наибольшие напряжения. Указанные типы конструкций часто подвергаются усовершенствованиям, цель которых — изготовление лыж с заданными упругими или динамическими характеристиками при минимальных стоимости и объеме работ по запрессовыванию.

Лыжа заданных размеров коробчатого сечения теоретически имеет большую жесткость при кручении и боковом изгибе, чем лыжа слоистого типа тех же размеров, при условии, что в их конструкциях использовано одинаковое количество одного и того же армирующего материала. В действительности часто наблюдается обратная картина, поскольку при изготовлении лыж слоистого типа обычно возможен более строгий контроль за качеством материалов и применение более жестких материалов.

Момент инерции в поперечном сечении (I), характеризующий сопротивление лыжи изгибу в зависимости от ее геометрии, описывается следующими формулами:

для конструкций слоистого типа

$$I_c = (bd^3 - bd_1^3)/12, \quad (20.1)$$

для конструкций коробчатого типа

$$I_k = (bd^3 - b_1d_1^3)/12, \quad (20.2)$$

где b — максимальная ширина (по существу ширина лыжи), d — максимальный зазор (толщина лыжи за вычетом толщин верхнего и нижнего слоев материала), b_1 — минимальная ширина, d_1 — минимальный зазор.

Согласно теории, чем больше величина I , тем меньше величина изгиба под действием приложенной нагрузки. Однако на практике уравнения (20.1) и (20.2) редко позволяют получить точные значения сопротивления лыж изгибу, поскольку нагрузка может распространяться на стальные канты, обертанты, клеевые слои и центральный клин. Поэтому приближенный расчет I для практических целей может осуществляться на основе формулы

$$I = k_1 b d^m, \quad (20.3)$$

где k_1 и m — константы. Как показали эксперименты, проводившиеся автором этой главы, экспонента m составляет от 2,7 до 2,9, а значение k_1 зависит от типа конструкции. При постоянстве модуля упругости степенная зависимость между I и d предполагает, что при постепенном приращении толщины лыж (зазора между армирующими слоями) увеличение их жесткости будет происходить быстрее, чем прямо пропорционально.

Для достижения необходимой остаточной прочности винтов крепления обычно производится армирование лыж в месте установления крепления. Кроме того, имеются опубликованные данные о сопротивлении различных материалов вырыванию винтов крепления.

В более дорогих моделях лыж для улучшения их динамических характеристик часто применяется неопреновая резина, размещаемая тонким слоем между стальными кантами и армирующим материалом с целью гашения вибрации.

При создании новых моделей лыж в первую очередь выбирается вид армирующего материала и тип конструкции. После этого определяются геометрические размеры лыж, необходимые для достижения требуемых упругих и динамических характеристик. Если изготовленная таким образом лыжа не обладает желаемыми свойствами, производятся попытки относительно простого усовершенствования ее конструкции путем замены армирующего материала или изменения его расположения в сечении лыжи. Если все эти попытки оказываются неэффективны или неудачны, то могут быть изменены толщина или тип конструкции лыжи. В целом процесс создания новых лыж опирается на метод проб и ошибок. Аналитические методы конструирования лыж только начинают внедряться.

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Лыжа представляет собой непрямоугольный гетерогенный анизотропный напряженный брус. Ее основные геометрические характеристики представлены на рис. 20.2. Кроме того, большое значение имеет и ряд «скрытых» характеристик, например удаление участка максимальной ширины носка от контакта носка, оказывающее существенное влияние на поведение лыжи при постановке

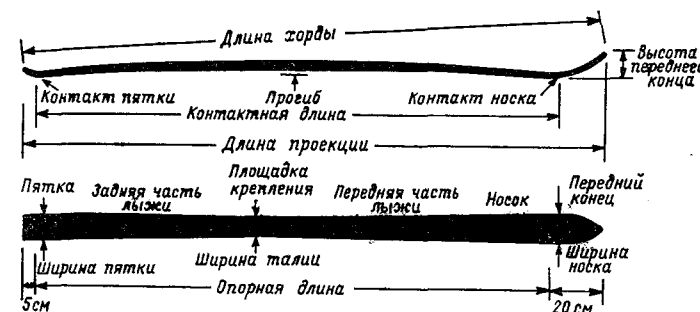


Рис. 20.2. Геометрические характеристики лыж.

ее на кант. Сопротивление кручению и боковому изгибу лыжи является важнейшей характеристикой, поскольку при постановке лыжи на кант точки контакта ее со снегом определяются, помимо прочих факторов, прогибом талии и нижней скользящей поверхности.

Контактная длина обычно бывает приблизительно на 25 см меньше длины хорды, которая в свою очередь на 2—3 см короче номинальной длины лыжи. Для обозначения размера лыж чаще всего используется номинальная длина лыж, хотя некоторые изготовители при маркировке используют длину хорды. Длина лыж должна быть достаточной, чтобы обеспечить желаемую устойчивость и стабильность, но не чрезмерной, поскольку иначе будет потеряна маневренность. Таким образом очевидно, что оптимальная длина лыжи зависит от характера катания, а также от силы и квалификации горнолыжника. Улучшение демпфирующих характеристик в последнее время способствовало распространению более коротких горных лыж.

Длина лыж, наклон склона и снежные условия определяют радиус поворота горнолыжника, который в свою очередь обуславливает формирование поверхностных неоднородностей и бугров на горнолыжной трассе. Малые радиусы поворотов способствуют образованию коротких и крутых бугров.

При сравнении длины некоторых известных моделей современных лыж и лыж прошлых лет можно отметить ряд любопытных различий и сходные черты между ними (табл. 20.5). Например, хотя длина хорды лыж Сондре Норхейма выпуска 1868 г. на 48 см превышает длину современных слаломных лыж, таких как Fisher C=4 Comp., значения их контактной длины различаются лишь на

Таблица 20.5

Длина и ширина лыж разных годов выпуска

Фирма изготовитель и модель	Год выпуска	Длина хорды, см	Контактная длина, см	Ширина талии, см	Примечание
Sondre Norheim	1868	245	195	68	г. Телемарк, Норвегия
California	1870	335	300	74	Для скоростного спуска
Bergendahl	1915	222	195	54	Для ходьбы по пересеченной местности
Norge	1936	205	178	71	Слаломные
Marius Eriksen	1952	217	196	73	Лыжи Стейна
Rossignol Strato	1968	213	191	70	Для слалома-гиганта
Fisher C-4 Comp.	1977	197	177	68	Слаломные
Kneissl Racing Team GT	1977	205	180	45	Беговые

18 см. Различие в длине носка этих лыж составляет значительную долю из оставшихся 30 см. Однако ширина талии обеих лыж одинакова.

Минимальная ширина лыжи (важный фактор ее стабильности и способности быстрого входа в поворот) постепенно уменьшалась в течение двух последних десятилетий [5]. Ширина талии современных беговых лыж составляет примерно 45 мм, а прогулочных равнинных — 50—55 мм. Слаломные лыжи и лыжи для свободного катания обычно уже лыж для слалома-гиганта и горных лыж, предназначенных для отдыха. Типичные современные горные лыжи, предназначенные для отдыха, могут иметь талию шириной примерно 67 мм (см. табл. 20.4).

Прогиб талии, определяющий легкость входа лыжи в поворот, увеличивался в течение двух последних десятилетий [5]. Существует несколько способов измерения прогиба талии, один из кото-

рых заключается в составлении трех отношений между шириной носка (A), пятки (B) и талии (C) лыжи:

$$R_1 = A/C, \quad (20.4)$$

$$R_2 = B/C, \quad (20.5)$$

$$R_3 = A/B = R_1/R_2. \quad (20.6)$$

Если лыжи горные, обычно $R_1 = 1,30$, $R_2 = 1,14$ и $R_3 = 1,14$; это означает, что ширина носка приблизительно на 14 % превышает ширину пятки.

Другой метод количественного описания прогиба талии заключается в измерении осредненного угла, который образует щека (боковая поверхность) с продольной осью лыжи (см. рис. 20.2). Угол прогиба талии φ может быть вычислен согласно выражению:

$$\varphi = \text{ctg}(D + A - 2C)/2l, \quad (20.7)$$

где l — контактная длина.

Значения угла прогиба талии меняются от нуля у беговых лыж до $0,50^\circ$ у горных лыж, предназначенных для свободного катания. Угол прогиба талии позволяет сравнивать прогиб талии у лыж разной длины. Большой угол обычно свидетельствует о способности к быстрому входу в поворот и о недостаточной стабильности лыж.

На практике величина необходимого прогиба талии лыжи зависит от оптимального сочетания нескольких желаемых свойств (маневренности, стабильности и приспособленности к закантовке), а также от ряда характеристик лыжи — жесткости на изгиб, кручения, бокового изгиба и от минимальной ширины лыжи. Во многих моделях современных беговых лыж, предназначенных для скольжения по жесткой подготовленной лыжне, прогиб талии незначителен, либо вовсе отсутствует. Лыжи для прыжков с трамплина также характеризуются отсутствием прогиба талии, поскольку они не предназначены для ведения дуги поворота. На рис. 20.3 показано, как изменяется ширина лыжи по ее длине для четырех популярных моделей слаломных лыж.

Весовой прогиб обусловлен напряженным состоянием лыжи и способствует правильному распределению давления лыжника на снег. На рис. 20.4 показано распределение давления двух разных моделей горных лыж на горизонтальную поверхность при нагрузке в 356 Н, приложенной по центру контактной длины. Как видно из рисунка, давление под каждой лыжей в точке, соответствующей носку ботинка горнолыжника, значительно меньше давления по центру контактной длины (эффект, иногда называемый «двойным прогибом»). Кроме того, распределение давления для обоих типов лыж несимметрично относительно центра контактной длины, так что основная часть нагрузки перераспределяется на заднюю часть лыжи.

Высокий прогиб способствует переносу давления лыжника на носок и пятку и тем самым повышает приспособленность лыж

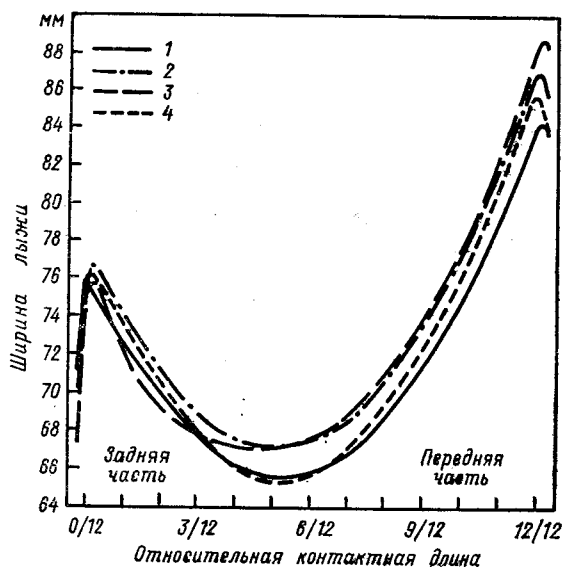


Рис. 20.3. Геометрия боковых обводов слаломных лыж.

1 — Fischer C-4 Comp (200 см), 2 — Rossignol St Comp (203 см), 3 — Olin Mark VI (205 см), 4 — K-2 710 (200 см).

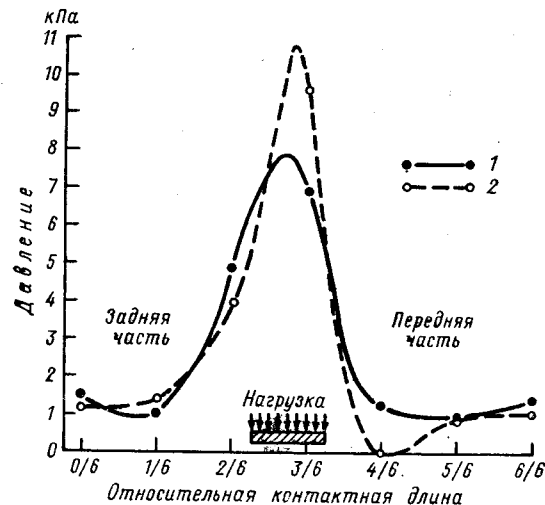


Рис. 20.4. Распределение давления по горизонтальной поверхности при нагрузке 356 Н.

1 — Fischer President RSL (алюминиевые, 205 см), 2 — Rossignol Strato 102 (стеклопластиковые, 207 см).

к резаному ведению дуги поворота. При малом прогибе вес лыжника приходится на центральную часть лыжи, что облегчает разворачивание лыж.

Характеристики лыж, предназначенных для движения по пересеченной местности, довольно чувствительны к высоте прогиба и

изменению этой высоты вдоль лыжи. Хорошая отдача наблюдается лишь при наличии высокого прогиба. Износостойкость смазки лыж зависит от величины прогиба и жесткости. Движение по пересеченной местности на лыжах — это в сущности процесс, при котором стараются максимально повысить коэффициент статического трения и понизить коэффициент трения скольжения.

При проектировании и изготовлении лыж заданного распределения жесткости легче достигнуть, изменяя вдоль лыжи ее толщину, нежели тип материала. Распределение толщины влияет на распределение нагрузки по поверхности. Для облегчения бокового движения в особенности в рыхлом снегу желательно использовать тонкие лыжи.

Подъемы носков и пяток лыж увеличились за последние пять лет в связи с наличием более крутых бугров на большинстве горнолыжных склонов и ростом популярности фигурного и акробатического катания. В отдельных случаях выдерживается постоянный радиус носка, равный 15—20 см; в других носку придается геометрия экспоненциальной кривой для обеспечения более плавного перехода к плоскости скольжения.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА

Обычно деформация лыж представляет собой простой изгиб, боковое кручение изгиба или кручение, поэтому важными свойствами лыж являются их прочность и жесткость, а также реакция на динамическое нагружение, циклическое нагружение (усталость) и на изменение характеристик окружающей среды (температуры, влажности).

Изгиб, кручение и передача вибрации лыжам могут производиться множеством способов в лабораторных условиях с целью определения важных упругих и динамических характеристик [2, 3, 6, 11, 12].

В качестве армирующих материалов в лыжах обычно применяются алюминий и стеклопластик. Алюминий имеет большую жесткость (и больший модуль упругости) по сравнению со стеклопластиком, однако характеризуется меньшей прочностью разрушения. В табл. 20.6 представлены модули упругости наиболее часто используемых при изготовлении лыж материалов. Значения прочности на сжатие и на растяжение в случае алюминия приблизительно одинаковы, в то время как для стеклопластика прочность на растяжение больше, чем на сжатие. По этой причине в большей части лыж из стеклопластика концентрация волокон в слое сжатия (верхнем слое) выше по сравнению с их концентрацией в слое растяжения (нижнем слое); такое распределение волокон позволяет использовать свойства материала. Нейтральная ось этих лыж расположена ближе к верхней поверхности по сравнению

с лыжами, в которых количество армирующего материала в верхнем и нижнем слоях не различается.

Сопротивление лыжи изгибу характеризует произведение момента инерции I (характеризующего ее геометрические свойства) и модуля упругости E . Чем больше величина EI , тем большей жесткостью обладают лыжи. Один из способов измерения значения EI лыж заключается в установке лыжи на катки в точках контакта

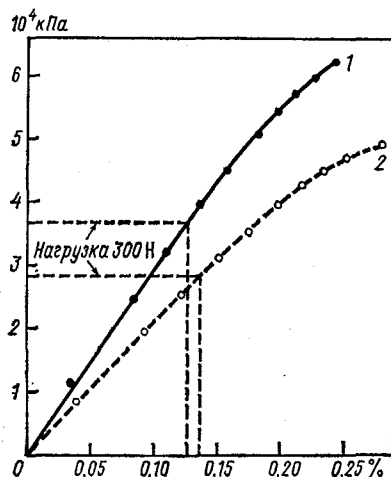


Рис. 20.5. Зависимость максимального напряжения изгиба по центру длины лыжи (кПа) от максимальной деформации по центру длины лыжи (%), полученная по данным испытаний на изгиб свободно покоящихся лыж при сосредоточенном нагружении их по центру.

1 — Fischer C-4 Comp, длина 190 см, константа центра 41 Н/см; 2 — Dura-Fiber XR-2, длина 203 см, константа центра 35 Н/см.

носки и пятки и измерении вертикального прогиба по центру опорной (контактной) длины при различных нагрузках, прикладываемых к этой точке. Результаты таких испытаний обычно показывают, что кривая зависимости прогиба от нагрузки имеет почти линейный вид в большом диапазоне нагрузок при условии, что величина прогиба не достигает слишком больших значений. На

Таблица 20.6

Модуль упругости (E) материалов, используемых при изготовлении лыж [15]

Материал	E кПа
Сталь	22
Алюминий	7
Стеклопластик	3,5
Древесина твердых пород (ясень)	1,3
Древесина мягких пород	0,3
Термопластик (АВС)	0,2
Полиуретановый наполнитель	0,1

рис. 20.5 показаны зависимости напряжения изгиба и максимальной деформации алюминиевых лыж (слоистый тип конструкции) и стеклопластиковых лыж (конструкция коробчатого сечения). Алюминиевые лыжи (Fisher C-4) имеют большую жесткость, однако стеклопластиковые лыжи (Dura-Fiber XR-2) могут испытывать больший изгиб без появления остаточных деформаций.

По мнению Американского общества испытаний и материалов, константу упругости центра следует определять как наклон кривой

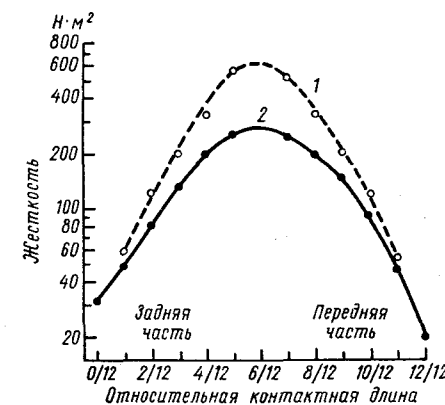


Рис. 20.6. Жесткость лыжи длиной 200 см при изгибе (1) и кручении (2).

нагрузки — прогиба по результатам испытаний на простой изгиб при нагрузках от 0 до 300 Н. В современных горных лыжах эта константа практически не меняется и не зависит от длины лыж.

Выражение для так называемой «относительной жесткости» EI лыж может быть получено на основе формулы максимального прогиба свободно поддерживаемого бруса, имеющего концентрированную нагрузку по своему центру:

$$\overline{EI} = C_m L^3 / 48, \quad (20.8)$$

где C_m — константа упругости центра (Н/м), L — опорная (контактная) длина (м). Типичные значения EI для горных лыж длиной 200 см составляют 400—500 Н·м², а значения константы упругости центра обычно лежат в диапазоне 30—45 Н/см (см. табл. 20.4).

Для определения распределения жесткости по длине лыжи (рис. 20.6) необходимо измерить изгиб в нескольких точках вдоль поверхности лыжи и подставить полученные значения в уравнение упругости с целью вычисления величины EI для разных сегментов. Как следует из рисунка, максимальная жесткость при изгибе наблюдается в районе сегмента лыжи, включающем в себя центр контактной поверхности.

Для ведения резаного поворота лыжа должна быть изогнута дугой, геометрия которой зависит от веса лыжника, жесткости и длины лыж, радиуса поворота, скорости горнолыжника и ряда второстепенных факторов (квалификации лыжника, характера склона и т. д.). Зависимость между константой упругости центра C_m и тремя переменными, влияющими на геометрию «дуги», приближенно описывается формулой

$$C_m \approx \frac{rW}{L^2} \cos \theta, \quad (20.9)$$

где r — радиус поворота (м), W — вес лыжника (Н), L — контактная длина лыжи (м), θ — угол наклона склона.

Баланс констант упругости (при изгибе) получается в результате деления константы упругости задней части лыжи на константу упругости ее передней части. Для большинства современных лыж баланс констант упругости составляет более 1,0 (см. табл. 20.4), а у некоторых лыж, предназначенных для свободного катания, может достигать значений 1,3. Баланс констант упругости превышает единицу, когда жесткость задней части лыжи превышает жесткость передней ее части.

Свойства лыж могут различаться даже в пределах одной пары. Хардер и Аер [7] провели испытания 10 моделей лыж по 5 пар от каждой (всего 50 лыж) и обнаружили, что различия в изгибе между отдельными парными лыжами достигают 2 %. Лыжи отдельных моделей и фирм-изготовителей имели коэффициенты вариации веса и изгиба до 2,1 и 3,0 % соответственно.

Испытания на кручение проводятся путем скручивания носка или пятки лыжи при устранении весового прогиба. Наиболее часто результаты таких испытаний бывают представлены в виде констант упругости при кручении задней и передней частей лыж. Некоторые типичные значения этих характеристик представлены в табл. 20.4.

Металлические лыжи обычно имеют большую жесткость при кручении, по сравнению с лыжами из дерева или стеклопластика. Жесткая при кручении лыжа хорошо контролируется на участках носка и пятки (способность к ведению резаных поворотов); в то же время мягкая при кручении лыжа легко контролируется на участке размещения ботинка.

Жесткость при кручении лыжи GJ представляет собой произведение полярного момента инерции J (характеризующего геометрические свойства) и модуля сдвига G (характеризующего свойства материала) и может быть вычислена согласно выражению

$$GJ = TL/2\psi, \quad (20.10)$$

где T — приложенный момент (Н·м), L — опорная (контактная) длина (м), ψ — угол кручения (радианы).

Распределение жесткости при кручении лыжи может быть определено путем измерения угла кручения в нескольких точках

вдоль лыжи. Типичные значения показаны на рис. 20.6, из которого видно, что распределения жесткости при изгибе и кручении имеют примерно одинаковый вид.

При ведении поворота горнолыжником каждая лыжа обычно испытывает изгиб и кручение одновременно. Измерение совмещенных характеристик изгиба и кручения лыжи может производиться при закреплённой под разными фиксированными углами к горизонтали плоскости лыжи и нагружении ее разными вертикально

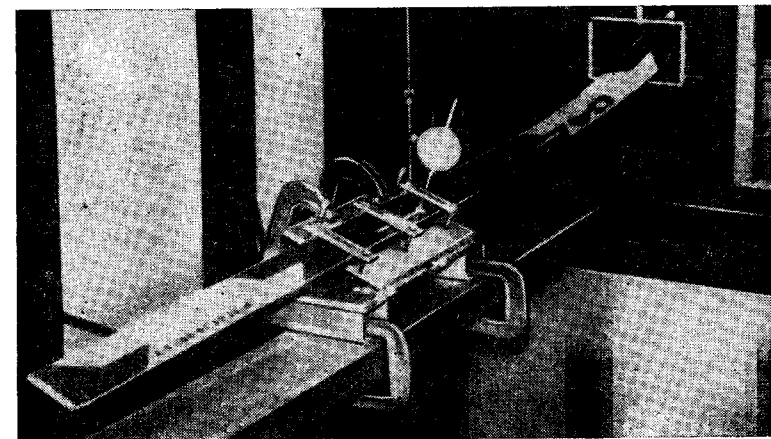


Рис. 20.7. Совмещенные испытания лыжи на изгиб и кручение. (Программа испытаний лыж университета штата Юта.)

направленными сосредоточенными нагрузками (рис. 20.7). На рис. 20.8 показаны кривые зависимости изгиба от усилия, полученные в ходе нескольких совмещенных испытаний на изгиб и кручение лыж Dynastar Omeglass длиной 200 см. Согласно этим данным, жесткость лыж возрастает с увеличением угла кручения. Жесткость лыжи (при кручении и изгибе), закреплённой под углом 30°, на 25 % превышает жесткость горизонтально установленной лыжи (при простом изгибе). Кроме того, наблюдается уменьшение прогиба при увеличении угла кручения лыжи по отношению к горизонтали.

Для измерения жесткости при боковом изгибе лыжу устанавливают на ее боковую поверхность и нагружают по центру опорной (контактной) длины. Константа упругости центра при боковом изгибе может быть вычислена аналогично тому, как это делалось при простом изгибе. Типичные значения этой константы лежат в пределах $(4 \dots 10) \cdot 10^4$ Н/м. Металлические лыжи обычно имеют значительно большую жесткость при боковом изгибе, по сравнению с лыжами из дерева или стеклопластика.

В общем случае жесткость лыж возрастает с понижением температуры. Например, Линард [10] обнаружил, что при понижении температуры от 0 до -16°C жесткость стеклопластиковых лыж Duga-Fiber при изгибе возросла на 2,3 % и при кручении — на 4,3 %. Было замечено также небольшое увеличение весового прогиба.

Сопротивление разрушению лыж меняется в широких пределах. Квазистатические испытания на прочность в лабораторных усло-

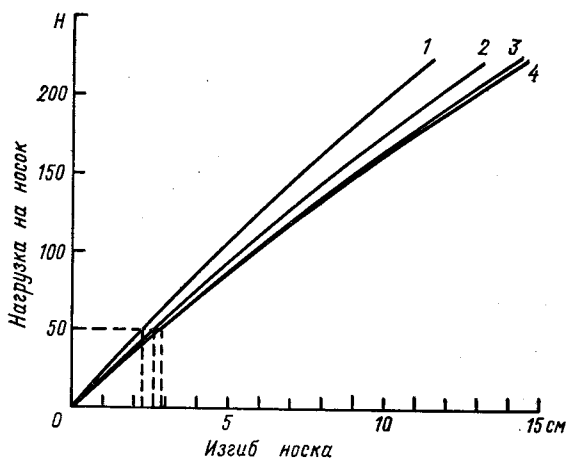


Рис. 20.8. Связь нагрузки и изгиба лыж Dynastar Omega-glass длиной 200 см по данным испытаний на изгиб и кручение (университет штата Юта).

1 — угол кручения 30° (жесткость увеличивается на 25 %), 2 — 20° (на 9,7 %), 3 — 10° , 4 — изгиб без кручения; зажим лыжи производился по центру ее длины, а сосредоточенная нагрузка прикладывалась к носку; константа передней части составляла 17,4 Н/см, константа при кручении — 1,4 (Н·м)/град, контактная длина — 178 см.

виях обычно мало напоминают ударные нагрузки, встречающиеся в полевых условиях и нередко приводящие к разрушению лыжи. Поэтому результаты лабораторных испытаний могут использоваться лишь в качестве сравнительного или относительного показателя прочности. Сопротивление разрушению зависит также от ряда других факторов, в частности от прочностной усталости и концентрации напряжений.

Жесткость лыж в пределах грузовой площадки нагружения может быть увеличена в результате установки крепления и зажима в нем большого ботинка. Типичные горнолыжные крепления, такие как Salomon-555 или Geze Jet, способствуют уменьшению изгиба лыжи под ботинком на 8—10 % по сравнению с изгибом той же лыжи в отсутствие крепления при испытаниях с концентрированным нагружением [16].

С целью получения более достоверных данных о деформациях и нагрузках, действующих на лыжу во время катания, проведены полевые испытания с использованием тензорных датчиков, закрепленных на лыжах [3, 18]. В испытаниях, проводившихся Гардинером и другими исследователями, было установлено восемь тензорных датчиков на верхней поверхности передней части лыжи с целью измерения деформаций простого изгиба и кручения и четыре тензорных датчика на щечках лыжи для измерения деформа-

ции бокового изгиба. В испытаниях были использованы лыжи Duga-Fiber длиной 205 см с константой упругости центра, равной 4380 Н/м, и с константой упругости при кручении передней части лыжи, равной 2,4 (Н·м)/град. На рис. 20.9 показаны сглаженные кривые изменения деформаций простого изгиба и кручения со временем для разных типов поворота и различных снежных условий. Результаты полевых измерений были обобщены в работе [3] и представлены в обработанном виде в табл. 20.7.

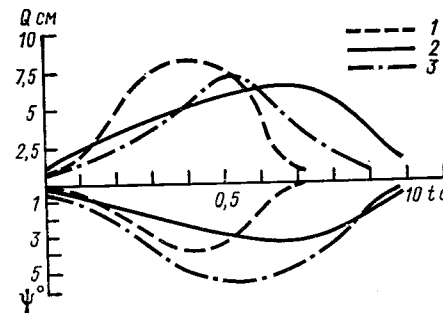


Рис. 20.9. Результаты полевых измерений изменчивости изгиба Q и кручения носка ψ лыжи Duga-Fiber со временем t (с) при разных поворотах и различных снежных условиях [3].

1 — очень короткий поворот, мягкий снег; 2 — короткий поворот, мягкий снег; 3 — короткий поворот, ледяной снег.

Таблица 20.7

Сравнение исполнительских характеристик лыж и лыжника при ведении поворотов на мягком и жестком снеге [3]

Характеристика	Тип снега	
	мягкий	жесткий
При длинных и коротких поворотах		
Изгиб и кручение передней части лыжи	62 % на внешнюю лыжу, 38 % на внутреннюю лыжу	73 % на внешнюю лыжу, 27 % на внутреннюю лыжу
Распределение веса горнолыжника	98 % — на изгиб, 2 % — на кручение	88 % — на изгиб и 11 % — на кручение
Распределение энергии деформации между изгибом и кручением	Незначительна	Заметна при наличии вибрации
Энергия деформации бокового изгиба	Изгиб $\sim 7,4$ см, кручение $\sim 3,7^{\circ}$	Изгиб ~ 7 см, кручение $\sim 5,5^{\circ}$
Максимальные изгиб и кручение в районе контакта носка		

ДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

При движении лыжи по снегу она испытывает всевозможные силовые и демпфирующие воздействия в процессе взаимодействия между лыжей и снегом. Особое значение динамические свойства

лыж имеют на жестком снегу и (или) при движении с большой скоростью, когда требуются хорошие демпфирующие характеристики.

Первоначально при исследовании динамических свойств основное внимание уделялось изучению собственной частоты колебания и затуханию свободных колебаний лыж в лабораторных условиях. Однако данные лабораторных испытаний собственной частоты колебаний и стандартного затухания свободных колебаний (логарифмическое затухание) слабо коррелируются с данными измерений этих характеристик на снегу. По этой причине исследования были направлены на изучение частотной реакции и спектра частоты колебаний лыж в полевых условиях как показателей их динамических свойств.

В работе [3] показано, что собственная частота свободных колебаний передней части лыжи f_n зависит от ее жесткости и веса и может быть аппроксимирована уравнением

$$f_n = k_2 \sqrt{8gC_B/\omega}, \quad (20.11)$$

где k_2 — константа, приблизительно равная 0,45; g — ускорение свободного падения (м/с^2); C_B — константа упругости передней части лыжи (Н/м); ω — вес лыжи (Н).

Обычно частота собственных колебаний передней части лыжи составляет 9—13 Гц и задней части — 20—25 Гц. При кручении собственная частота колебаний передней части лыжи равна приблизительно 100 Гц, а при боковом изгибе частота собственных колебаний всей лыжи равна примерно 50 Гц. Анализ кинограмм рапидной съемки показал, что высокочастотные колебания часто влияют на способность горнолыжника управлять лыжами на жестком снегу при высоких скоростях. Обычно выделяют пять режимов резонансных колебаний в интервале частот до 100 Гц [12].

Лабораторные измерения демпфирующих характеристик лыж обычно заключаются в количественном определении логарифмического затухания или полупериода затухания (времени, необходимого для уменьшения амплитуды колебаний наполовину по сравнению с начальным значением). Логарифмическое затухание (D_d) определяется по формуле

$$D_d = \ln(X_2/X_1), \quad (20.12)$$

где X_1 и X_2 — две последовательные амплитуды колебаний. Относительная энергия, поглощаемая за один период колебания, пропорциональна логарифмическому затуханию [11]. Комитет TG83/SC4 Международной организации стандартов определяет полупериод затухания как время, необходимое для уменьшения амплитуды свободных колебаний передней части лыжи от 2 до 1 мм при закрепленном центре лыжи. Типичные значения полупериода находятся в пределах 0,6—1,2 с. Если горнолыжник спускается со скоростью 50 км/ч (~ 14 м/с), период колебаний лыж

бывает значительно меньшим, чем полупериод затухания при простом изгибе.

Полевые измерения вибрации лыж проводились рядом исследователей [3, 13, 18]. В работе [3] показано, что максимум энергии колебания при изгибе передней части лыжи наблюдается в интервале от 0,25 до 2,0 Гц на мягком снегу и при 3,0 Гц на льдистом снегу. Максимум энергии колебания при кручении приходится на 3 Гц, а при боковом изгибе — на 53—55 Гц. Эти исследователи обнаружили, что лыжа сама производит свободные колебания. Это в основном колебания бокового изгиба, вызываемые биениями лыж.

Пиццали и Моут [13] обнаружили, что при прямолинейном спуске (без поворотов) значительное поглощение энергии наблюдалось на всех характерных частотах, при которых проводились испытания в лабораторных условиях (10, 14, 34, 51 и 70 Гц). Несколько иной эффект наблюдался при ведении поворотов: значительная концентрация энергии отмечалась на частотах 9,21 и 47 Гц и в основном диапазоне частот от 16 до 24 Гц.

ПЕРСПЕКТИВЫ

В настоящее время в ФРГ и США предпринимаются усилия в направлении разработки более совершенной системы маркировки лыж для обозначения их длины, исполнительской категории (спортивные, улучшенных характеристик, рекреационные, для обучения начинающих) и соответствия весу лыжника. Такая система окажет неоценимую помощь потребителям при подборе лыж в соответствии с их предназначением и квалификацией горнолыжника.

Совершенствование лыж происходит в направлении уменьшения их веса и ширины, увеличения бокового прогиба, а также создания лыж, мягких по всей длине и в особенности в области носка. Длина лыж, по-видимому, стабилизировалась, и они стали в среднем на 10—15 см короче, чем десятилетие назад.

Перспективы совершенствования лыж видятся в улучшении характеристик контакта лыжи с креплением и демпфирующих характеристик в результате детального исследования процесса взаимодействия лыжи со снегом. Возможно, будет разработан единый элемент лыжа — крепление (который не требует установки крепления) с целью достижения более совершенных характеристик изгиба. По-видимому, появятся лыжи специального назначения (например, для фигурного и акробатического катания, для альпинистов, для катания по сыпучему снегу и т. д.).

Лыжи, предназначенные для ходьбы по пересеченной местности и для путешествий, будут совершенствоваться в направлении уменьшения их веса, улучшения скользящей поверхности и усиления кантов путем использования современных материалов. Значи-

тельные успехи будут достигнуты в создании беговых лыж, не требующих смазки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. American Society for Testing and Materials. 1976. Proposals for ski testing. Subcomm. F8.14 1916 Race St., Philadelphia, Penn.
2. Deak A., J. Jorgensen and J. Vagners. 1975. The engineering characteristics of snow skis. J. Eng. Ind., Amer. Soc. Mech. Eng., pp. 131—137.
3. Gardiner R., B. Glenne and W. E. Mason. 1974. Dynamic modelling for ski design. UTEC Rep. 74-165, Dept. Civil Eng., Univ. Utah, Salt Lake City.
4. Glenne B. 1957. Ski engineering. Ski Mag., Vol. 1, Oct., New York, N. Y.
5. Glenne B. 1978. Ski performance and ski properties. Student J., Am. Inst. Aeronaut. Astronaut., Spring Issue, New York, pp. 10—13.
6. Glenne B., W. Mason and R. Gardiner. 1975. Evolution of snow ski design. Student J., Am. Inst. for Aeronaut. Astronaut., Summer Issue, New York, N. Y.
7. Harder D. C. and D. C. Ayer. 1975. A brief investigation of quality uniformity of skis. Dept. Civil Eng., Univ. Utah, Salt Lake City.
8. Kopta D. 1974. The centripetal force produced by skiers. Dept. Civil Eng., Univ. Utah, Salt Lake City.
9. Lund M. 1975. Eight classics. Ski Magazine, Jan., New York, N. Y.
10. Lynard W. G. 1973. Flexural and dynamic properties of skis as a function of temperature. Dept. Civil Eng., Univ. Utah, Salt Lake City.
11. Ohnishi T. 1964. Physical properties of skis. Jpn. J. Appl. Phys., Vol. 3, No. 4, pp. 67—87.
12. Piziali R. L. and C. D. Mote Jr. 1970. Laboratory characteristics of snow skis. Dept. Mech. Eng., Univ. Calif., Berkeley.
13. Piziali R. L. and C. D. Mote Jr. 1972. The snow ski as a dynamic system. Pap. No. 72-WA/Aut-1, Am. Soc. Mech. Eng., Automatic Control Div.
14. Schultes H. 1962. Europa-Sport/Sport-Bedarf, Jan. and Feb. issues.
15. Schultes H. 1976. Principles of modern alpine ski design. Olin Ski Co., Middletown, Conn.
16. Steward T. 1976. Bindings and how they affect a ski. Civil Constr. Tech., Okanagan College, Kelowna, B. C.
17. Vaage J. 1967. Kort Historikk om Norsk skiløping. Norsk Ski Instruksjon, Oslo, Norway.
18. Woehrle M. 1975. Ski engineering. Seminar, Univ. Utah, Salt Lake City.

Список авторов

- Адам К. М. Adam K. M. Interdisciplinary Engineering Company, Winnipeg, Manitoba, Canada, R3T 4M5.
- Адамс В. П. Adams W. P. Graduate Studies, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada, K9J 7B8.
- Берри М. О. Berry M. O. Applications and Impact Division, Canadian Climate Centre, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada, M3H 5T4.
- Бойд Д. В. Boyd D. W. (retired), Atmospheric Environment Service, Environment Canada, Ottawa, Ontario, Canada, K1A 0R6.
- Бром Д. Р. Brohm D. R. Maintenance Operations Office, Maintenance Branch, Ontario Ministry of Transportation and Communications, Downsview, Ontario, Canada, M3M 1J8.
- Вердж Р. В. Verge R. W. (retired), Meteorological Applications Branch, Central Services Directorate, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada, M3H 5T4.
- Вильямс Дж. П. Williams G. P. Division of Building Research, National Research Council of Canada, Ottawa, Ontario, Canada, K1A 0R6.
- Гленн Б. Glenne B. Department of Civil Engineering, University of Utah, Salt Lake City, Utah, U.S.A., 84112.
- Грей Д. М. Gray D. M. Division of Hydrology, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada, S7N 0W0.
- Гудисон Б. Е. Goodison B. E. Hydrometeorological Division, Canadian Climate Centre, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada, M3H 5T4.
- Кайнд Р. Дж. Kind R. J. Department of Mechanical and Aeronautical Engineering, Carleton University, Ottawa, Ontario, Canada, K1S 5B6.
- Кохен С. Cohen S. Maintenance Operations Office, Maintenance Branch, Ontario Ministry of Transportation and Communications, Downsview, Ontario, Canada, M3M 1J8.
- Лангхам Е. Дж. Langham E. J. Snow and Ice Division, National Hydrology Research Institute, Environment Canada, Ottawa, Ontario, Canada, K1A 0E7.
- Мак-Кей Дж. А. McKay G. A. Canadian Climate Centre, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada, M3H 5T4.
- Максвелл Дж. Б. Maxwell J. B. Arctic Meteorology Section, Canadian Climate Centre, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada, M3H 5T4.
- Минск Л. Д. Minsk L. D. Applied Research Branch, U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, U.S.A., 03755.
- Мэйл Д. Х. Male D. H. Division of Hydrology, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada, S7N 0W0.
- Перла Р. Perla R. Snow and Ice Division, National Hydrology Research Institute, Environment Canada, Canmore, Alberta, Canada, T0L 0M0.
- Степпун Х. Steppuhn H. Division of Hydrology, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada, S7N 0W0.
- Тейлор Д. А. Taylor D. A. Division of Building Research Council of Canada, Ottawa, Ontario, Canada, K1A 0R6.

Фергюсон Х. Л. Ferguson H. L. Air Quality and Inter-Environmental Research Branch, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada, M3H 5T4.

Ход Кайзер Дж. Hode Keyser J. Section Génie Urbain et Transport, Faculté d'Amenagement et Ecole Polytechnique, Université de Montréal, Montréal, Quebec, Canada, H3C 3A7.

Хокинс Л. М. E. Hawkins L. M. E. Airport Facilities Branch, Transport Canada, Ottawa, Ontario, Canada, K1A 0N8.

Шеменауэр Р. С. Schemenauer R. S. Cloud Physics Research Division, Atmospheric Research Directorate, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada, M3H 5T4.

Шерер П. А. Schaerer P. A. Division of Building Research, National Research Council of Canada, Vancouver, British Columbia, Canada, V6R 1P5.

Шривер В. Р. Schriever W. R. Division of Building Research, National Research Council of Canada, Ottawa, Ontario, Canada, S7N 0W0.

Предметный указатель

Абляция 344
Абразивы 556—559, 564—566
норма расхода 565
применение в аэропортах 677—678
смеси солей с абразивами 565—566
сопротивление заносу 565
характеристики 564—566
Авиадистанционные рейки 206
Акустическая эмиссия снега 301
Альbedo 19, 37, 151, 358—361
влажного снега 312—313
влияние
возраста снега 309, 361
размера зерен 360
температуры 43
толщины снега 151
угла падения солнечных лучей 360
сезонная изменчивость 38—40
спектральная отражательная способность 359
температурный коэффициент таяния 396
Альтера защита 185—186
Арганда диаграмма (см. Кула-Кула график)
Атмосфера
коэффициент вентиляции 45—46
прозрачность 348—349
устойчивость 44—45, 368—370
энергетический баланс 37—38
Аэродинамическая подъемная сила 330
Аэродинамическая труба 339

Базальная плоскость 277
Белый лед
граница раздела с черным льдом 421
плотность 421
теплопроводность 419—420, 433—434
формирование 421

Вайоминг ветровая защита 200
Вейбулла распределение 246
Вентиляции коэффициент 45—46
Ветровая доска 691—692
Ветровое уплотнение 330
Ветровые пропелшины 21
Вечная мерзлота 58—59
деградация 512
Взрывчатые вещества (вызывание лавин) 484—485
Вихревая скорость 330
Влажный снег
альbedo 312—313
водонасыщение 379
катание на лыжах 685—686, 689—690
кинетическое трение 296—299, 698
Кула-Кула график 305
лавины 312, 457, 462
маятниковый режим 276
метаморфизм 266, 284, 312, 452, 691
проницаемость 379, 381
прочность 276
спектральная отражательная способность 359
теплопроводность 288
трение скольжения 296—299, 698
фуникулярный режим 276
частота релаксации 312
эффективное водонасыщение 379
Внутренняя энергия
атмосферы 37, 40—41
снежного покрова 271, 346, 374—375
Вода
для выращивания сельскохозяйственных

культуры 74—77
качество 71—72
моделирование потоков 341
Воздухопроницаемость снега 278
Выпадение дождя на снег 376—377
расчет нагрузок на крыши 539
температурный коэффициент снеготаяния при дожде 397
Вязкопластическое течение 277, 290

Гамма-излучение 310
детектор 209—210
съемка 211—212, 229—231
Геотермический градиент 50
Гейгера—Мюллера счетчик 209—211
Гельмгольца свободная энергия 300
Геострофический ветер 324
Гиббса термодинамический потенциал 271—272
Гидрограф стока 402—407
Глубина распространения температурных колебаний 52—53
Глубинная изморозь 270, 274, 285, 294—295, 452, 486, 416
Горных районов снежный покров 172
Градусо-день (см. также Температурный индекс) 57, 426
Граница сезонного снега, аэроблюдения 229
Грибки в снегу 106—107, 315
Гусеничные вездеходы 505—511

Давление водяного пара 270, 272—274
Дарси закон 285, 311, 379, 382
Движение воды сквозь снег
влияние ледяных слоев 345, 378
влияние слоистости снега 384—385
водонасыщенный слой 382—383
время просачивания 311, 378, 383, 402
закон Дарси 285, 311, 379, 382
замедляющие слои 384—385
запаздывание 402—406
исследование с помощью красителей 378
каналы стока 345, 378, 528—529
модель FINA 384
недонасыщение 528
недонасыщенный слой 377—385
ослабление 403—406
проницаемость 379—381
скорость 380
суточная волна таяния 381—382
ударный фронт 381—382
Дебая формула дисперсии 304
Девиаторные деформации 293
Динамическая скорость 328—342
Диэлектрическая постоянная 303
Деструктивный метаморфизм (см. Метаморфизм деструктивный)
Длина тормозного пути 556—557, 658—659
Длинноволновая радиация 37—38, 362—366
Бранта уравнение 343
излучение
облачным покровом 365
растительностью 365—366
изменение с широтой 43
расчет 363—366

Загрязняющие вещества (см. Примеси в снегу)
Заиневение 128
Заносы (см. Снежные заносы)
Запас холода 403

- Зимний путь 514, 519
 Инверсия температуры (см. также *Атмосфера, устойчивость*) 41
 Индекс
 замерзания 57—58
 полевой сохранности 104—105
 потерь 64—65
 Инфильтрация
 влияние
 на культуры засушливых районов 79—81
 распахки после уборки культур 79—81
 теплопотока из грунта 375—376
 трещиноватости почв 391—392
 в мерзлых грунтах 72, 80, 84, 386—393
 временная изменчивость 388—392
 коэффициент объемных потерь 392—393
 скорость 386
 Инфракрасный спектр поглощения 306—308
 Ирригация, влияние на урожайность в условиях
 аридного климата 67
 влажного климата 68—69
 сезонного климата 67
 семиаридного климата 68
 Кайзера эффект 301
 Кальция хлорид
 в смеси с хлоридом натрия 563—564
 норма расхода на шоссе 576—578
 скорость растворения 561—562, 571—572
 фазовая диаграмма 560
 физические характеристики 560
 эвтектическая температура 560—561
 Катание на лыжах
 ведение поворотов 707—709
 влияние плотности снега 687—688, 693—694
 динамика
 скольжения 706—708
 торможения 708
 исторический обзор 683—685
 лавинная опасность 485—486
 по ветровой доске 691—692
 по гололеду 693
 по изморози 693
 по коркам 692
 по пылеватому снегу 688
 по поверхностному инею 692
 по рекристаллизованному снегу 692—693
 производство искусственного снега 20, 694
 прыжки 707—708
 химическая обработка снега 694
 Клапейрона—Клаузиуса уравнение 273
 Концентрация напряжений 295
 Коротковолновая радиация (см. *Солнечная радиация*)
 Коэффициент турбулентного обмена 366
 Коэффициент турбулентного трения 465
 Критическая скорость ветра 333
 Круна 128
 Кула-Кула график
 для снега 305
 для чистого льда 304
 Лавины
 акустическая эмиссия 301
 анализ устойчивости снега 472—474
 воздушная волна 463
 генетическая классификация 467—468
 деформации перед сходом 454
 защита при помощи галерей 481—482
 защита при помощи лесонасаждений 483—484
 зона зарождения 450, 457, 458
 зона отложения 450, 466—467

- зона транзита 450
 из влажного снега 312, 462—463
 из рыхлого снега 456—457
 из снежной доски 454—456
 классификация по величине 468—469
 коэффициент турбулентного трения 464—465
 меры безопасности для защиты от лавин 486—488
 методы контроля 475—488
 мокрые 312, 462—463
 морфологическая классификация 467—468
 опасность 469—475
 определение 448
 отклоняющие сооружения 480—482
 плотность 461—463
 предупредительная подрезка лавин лыжниками 485—486
 применение химикатов с целью контроля 486
 прогноз 457—460
 пылевые 461
 скользящее движение 460—461
 скорость 463—465
 снегоудерживающие сооружения 478—479
 спуск при помощи ВВ 484—485
 сухие 461—462
 сход 462—463
 тормозящие сооружения 482—483
 турбулентное движение 461
 ударные нагрузки 465—466
 утаптывание снега 486
 шансы на спасение 470
 Лед (см. также *Озерный лед*)
 безопасная толщина 433, 530—531
 белый (см. *Белый лед*)
 блоки для сооружения дорог 528
 дефекты (дислокации) 278, 299
 дороги (см. *Ледяные дороги*)
 зерна (см. *Ледяные зерна*)
 измерения на озерах 437—440
 инфракрасный спектр поглощения 308
 кристаллизация 128—129
 кристаллическая решетка 277
 кристаллическая структура (см. также *Ледяные кристаллы*) 277
 Кула-Кула график 304
 ледяные переправы, проблемы 532—533
 ледяные слои в снежном покрове 267—269, 311
 линзы льда в снежном покрове 268
 образование трещин 435
 ось «с» 277, 416
 относительная проницаемость 305
 поглощение 308
 поликристаллический 266
 прочность 432—435
 растрепывание химикатами (см. *Растрепывание льда солью*)
 теплота фазовых переходов 286
 теплопроводность 286—288, 420, 433
 удельная теплоемкость 286
 фактор диэлектрических потерь 304
 черный (см. *Черный лед*)
 шуга 424
 Ледники
 аккумуляция снега 177
 рост 43
 уплотнение снега 270
 Ледяные дороги
 из блоков 528
 строительство 528—530
 твердость покрытия 529
 Ледяные зерна 269, 277
 размер 279, 282
 разрушение 300
 форма 281—282
 Ледяные кристаллы 136—137
 рост 129—130, 277

- форма 130, 133—135, 267
 Лес
 защита от лавин 483—484
 снежный покров в лесу 149—150, 156—158, 168—172
 Летние пары 77—79
 Лойенга уравнение 305
 Лыжи
 баланс констант упругости 732
 боковой изгиб 733
 весовой прогиб 727—729
 геометрические характеристики 721, 725—729
 жесткость при изгибе 731
 жесткость при кручении 731
 изгиб под нагрузкой 732—733
 исполнительские характеристики 718—722
 история лыж 714—718
 компоненты 715
 константа упругости 721—722, 730
 конструкции 722—724
 модуль упругости 730
 момент инерции 723
 относительная жесткость 731
 прогиб талии 727
 термичность геометрии 715—716
 трение 697—702
 упругие свойства 721
 физические свойства 716—717
 частота свободных колебаний 736—737
 Лыжные мази 701—706
 Макроскопизация 285
 Метаморфизм 23—25, 269—278, 418—419
 давления 284
 деструктивный 274—275, 284, 418—419
 классификация 283
 конструктивный 25, 274, 284, 419, 452, 517
 контроль, искусственное воздействие 486
 образование глубинной изморози 28, 270, 274, 285, 294—295, 452
 плавления-замерзания 266—267, 284
 смерзание 25, 277, 285
 электропроводности изменение 303
 Метелевый перенос (см. также *Снежные заносы*)
 абразивное воздействие на растительность 20—21, 110—111
 влияние крыш сооружений 543—544, 549—554
 влияние озер 418—419
 дальность переноса 149
 дефицит улавливаемого осадкомерами снега 196—201, 241
 динамическая скорость 328—342
 диффузионная теория 147—148
 изменение плотности снега 258
 моделирование 148—149, 174, 339—342
 распределение массы метелевого снега с высотой 331
 сальтации теория (см. *Сальтация*)
 снегозащитные лесополосы 86—89
 сублимация снега в процессе снеготранспортирующей способности 333—336
 форма снежных заносов 82—83, 327—328
 Метод полигонов Тессена 175
 Млекопитающие
 давление на снег 30—31
 мелкие 27—28
 Моделирование
 в аэродинамической трубе 339
 в водных потоках 341—342
 движения воды в снегу 403—406
 длинноволновой радиации 363—365
 метелевого переноса 148—149, 174, 339—342

- микроструктуры снега 285
 модели подобия 339
 орографического подъема 174
 образования заносов 339—342
 пространственного истощения снежного покрова 399—402
 рассеянной радиации 352—357
 речного стока 406—407
 сальтации 340—341
 скольжения по склону лыжника 706—707
 снеготаяния 228, 311
 солнечной радиации 347—358
 стока 228, 393—407
 тепло- и массообмена грунтов 386—388
 трения снега 695—696
 энергетического баланса 43
 Моница—Обухова теория подобия 368—369
 Мочевина 676—677
 Натрия хлорид
 в смеси с хлоридом кальция 563—564
 нормы расхода 576, 578
 фазовая диаграмма 560
 физические характеристики 560
 эвтектическая температура 560—561
 Неметаморфизованный снег 284
 Нифера осадкомер 183—185
 Облачный покров
 влияние на снегопады 126—127
 и длинноволновой радиации 365
 и рассеянная радиация 352—357
 искусственное вызывание осадков 132—133
 Обогреваемые покрытия
 краевые теплопотери 589
 на железнодорожных стрелках 545—546
 проектные тепловые нагрузки 590—592
 рекомендуемые проектные нагрузки 591—592
 системы встроенных труб 594—595
 системы инфракрасного излучения 596
 скорость растапливания 586—587
 теплопотери через грунт 589
 электрические системы 592—594
 энергетический баланс 586
 Образование корок 384—385, 692
 Обрушение крыш 17—18, 539, 542
 Объемная деформация 293
 Озерный лед
 безопасная толщина 433, 530—532
 влияние на гидрограф стока 435—437
 влияние на загрязняющие вещества 430—431
 влияние на круговорот воды 435—437
 вымораживание газов 429—431
 зимние дороги по льду 530—531
 измерения 437—440
 истощение запасов кислорода 429
 прочность 432—435
 разрушение береговой линии 435
 рост 426—427
 формирование 416, 423—425
 трещин 435
 энергообмен 427—428
 Орографический подъем 124, 152—153, 174, 249
 Осадки (см. также *Снегопады*)
 индекс 63
 интенсивность 139—140
 создание осадкомерной сети 203—205
 суммарное количество 182
 Осадкомеры
 Альтера защита 185—186
 дефицит улавливания 198—201, 241
 Нифера 183—185
 ошибки измерений 185

- повышенной емкости 188—190
 потери на испарение 185
 создание осадкомерной сети 203—205
 Третьякова 184—185
 Универсальный регистрирующий 187—188
 фирмы «Фишер и Портер» 186—187
 шведский SMH1 184
 Отклоняющий забор 617—618
 Отражательная способность спектральная 359
 Отражение (см. также *Альбедо*) 358
- Паводки
 при снеготаянии 72—73, 311
 ущерб 72—73
 Перевивание песка 323
 Перехваченный снег 20—21, 149—150
 Плавления-замерзания метаморфизм (см. *Метаморфизм*)
 Поверхностный иней 452, 692
 Потолщательная способность льда 307—308
 Пограничный слой атмосферы 267, 324—326
 касательные напряжения 325
 коэффициент турбулентного обмена 366
 коэффициент турбулентной диффузии 371—372
 Монина—Обухова теория подобия 368—369
 профиль влажности 366
 профиль скорости 324—328
 Свердруп уравнение 367
 слой постоянного потока 367
 температурный профиль 40—42, 366
 турбулентный теплообмен 366—375
 Подковообразные вихри 327—328, 338
 Подобия анализ 339
 Покрытый обогрев (см. *Обогреваемые покрытия*)
 Постоянная Кармана 47, 368, 370
 Потенциальная температура 366—367
 Почвы
 измерение влажности методом двойных гамма-проб 388
 инфильтрация (см. *Инфильтрация*)
 промерзание 18, 56—57, 101—104
 профиль влажности 388—390
 температура 51—57, 99—104
 теплоемкость 51
 тепло- и массообмен 386—388
 теплопроводность 51, 376
 трещины 391
 Прерий снежный покров 158—160, 170—174
 Примеси в снегу 280, 302, 304, 309, 313—315
 Прогноз
 лавин 457—460, 472—474
 паводков 73
 стока 62—66
 точность 66
 Промерзание 18, 56—57
 Просачивание (см. *Инфильтрация*, *Снеготаяние*, *Движение воды сквозь снег*)
 Противолавинные галереи 481—482, 648
 Пузырек отрыва 327
 Пульверизатор 522—523
- Радар
 бокового обзора 232, 440
 с синтезированной апертурой 232
 Радиационное выхолаживание 41—42
 Радиация
 баланс 150
 длинноволновая (см. *Длинноволновая радиация*)
 использование при обогреве покрытий 601

- радиационный обмен в лесу 157—158
 солнечная, или коротковолновая (см. *Солнечная радиация*)
 Растапливание льда солью
 влияние концентрации солей 569—571
 влияние температуры покрытия 572
 нормы расхода 578
 требуемое количество солей 562, 578
 химикаты 556—560
 Растительность
 абразивное воздействие снега 110—111
 влияние автотизмников 25—26, 533—534
 загрязнения (см. *Снегорегулирование*)
 и формирование снежных заносов 24
 солеустойчивость 579
 ущерб от применения химикатов 579—581
 Рейнольдса число 340, 342
 Рекристаллизация 276, 283
 Релаксации частота 306
- Сакраменто осадкомер повышенной емкости 188—190
 Сальтация 147—148, 267, 331, 334, 604
 анализ подобия 339
 вложение снежных частиц 331
 конечная скорость падения частиц 334
 профиль скоростей 332
 траектория частиц 331, 334
 Свободная энергия 269, 271—272, 278, 300
 Гельмгольца 300
 Гиббса термодинамический потенциал 271—272
 Скорость динамическая 328—342
 Слоистый снег
 движение воды сквозь снег 384—385
 замедляющие горизонты 384—385
 модель FINA 384
 Смерзание 26, 269, 275, 285, 292, 298, 308
 Снег (см. также *Влажный снег*, *Снегопады*, *Снежинки*, *Снежный покров*, *Сухой снег*)
 влажный (см. *Влажный снег*)
 измерения 206—212
 метелевый (см. *Метелевый перенос*)
 примеси 280, 302, 304, 309, 313—315
 слоистый (см. *Слоистый снег*)
 содержание свободной воды 280
 сублимация 84, 148—149
 сухой (см. *Сухой снег*)
 химическая обработка 694
 Снеговые нагрузки
 на деревья 21
 на крыши
 влияние
 выпадающего на снег дождя 538—539
 высоты 540
 города 540—541
 метелевого переноса 549—554
 наклона ската 546—547
 снеготаяния 547—548
 коэффициент 543, 548—549
 проектирование 541, 548—554
 разработка Строительных норм 537—539
 Снеговые шины 656—657
 Снегозадерживающие заборы
 в аэропортах 675—676
 вокруг стойл животных 110
 высота 614—616
 двухрядные 199—200
 на железных дорогах 644, 652—653
 отклоняющие 617—618
 просветность 85, 615—616
 схемы размещения 617
 формирование снежных заносов 327—328, 338, 617
 Снегозащитные насаждения 86—89, 608—612

- Снегомерная доска 182—183
 Снегомерная подушка 63, 206—208, 224—225
 Снегомерная рейка 182—183, 239—240
 Снегомерная съемка 63, 212—217
 выбор маршрута 213—217
 документация 214—215
 репрезентативность 242
 с использованием ландшафтного анализа 215—217, 252
 снегомерный маршрут 213
 точность
- Снегомеры
 профильные 209—211
 радионизотопные 209—211
 Снегомеры весовые 217—221
 Адирондака 219, 223
 Боумана 219, 223
 Мак-Колла 219, 223
 порядок проведения измерений 221—222
 точность измерений 222—224
 Федеральский 217—218, 222—223
 CRREL 220
 MSC 217—218, 223
- Снегоочистители
 в аэропортах 678—680
 выбор 639—641, 654—655
 динамическая эффективность 631
 классификация 620—621
 на железных дорогах 642—644, 648—652
 плужные 621—624, 628—632, 654—655
 производительность 635
 режущие элементы роторных машин 634—635
 роторные 624—626, 632—635
 технические характеристики базовых машин 636
 толкатели роторных машин 633—634
 щеточные 626
 эффективность 631
- Снегоочистка
 дорожных пересечений 671—672
 железнодорожных стрелок 645—647
 категории зимнего содержания автомобильных дорог 662—663
 классификация 664, 666—667
 мостов 670—671
 очередность расчистки в аэропортах 674—675
 с использованием химикатов 576—578
 станционных путей 644
 стоимость 15—16
 тротуаров 637
- Снегопады
 влияние
 горизонтальной конвергенции 124
 конвективного подъема 124
 орографического подъема 124, 249
 типа облачности 126—127
 фронтального подъема 124
 фронтальной волны 125
 временная изменчивость 246—249
 засев облаков и его влияние 132—133
 измерения методом радиолокации 201—203
 измерения по ослаблению света 190
 источник влаги для их выпадения 122—123
 концепция осаждающей воды 123
 максимальное годовое количество твердых осадков 244
 «озерного эффекта» 202
 погрешности измерений 185, 191—201, 203—204
 пропуски в рядах данных 253—254
 пространственная изменчивость 249—253
 распределение 140—142, 153, 247
 убытки 109
 удаление примесей из атмосферы 138
- фокусирование траекторий снежинок 337
 цикличность 249
 частотное распределение 242—246
 Снегоперевозные заборы 617—618
 Снегоперенос в приземном слое (см. *Сальтация*) 337
 Снегорегулирование 81—99
 борозды 95—97
 горизонтальное террасирование 97
 осенняя вспашка 96
 при помощи высокой стерни 92—95
 при помощи снегозащитных насаждений 86—89, 608—612
 разрыхление подпочвы 96
 снегозадерживающие заборы 85—86
 снеговспашка 89—92
 террасирование в сочетании с канавами 95—97
 Снеготаялки 596—600
 стоимость 599—600
 Снеготаяние (см. также *Пограничный слой атмосферы*)
 альбедо, связь 309
 влияние
 дождей 376—377
 теплопотока из грунта 375—376
 химикатов 557—559
 изучение в микроволновом диапазоне 231—232
 компоненты теплового баланса 346—347
 коэффициент тепловой диффузии 289
 модели 228
 на покрытиях 586—587
 паводки 311
 просачивание (см. также *Движение воды сквозь снег*, *Инфильтрация*) 310—311
 расчет 346
 скорость просачивания воды 311
 сток (см. *Сток*)
 суточная волна 381—382
 температурный индекс 395—399
 Снегоходы 493—514
 воздействие на животный мир 513—514
 исторический обзор 493—511
 несчастные случаи 513
 тропы 512
 шум 513
 Снежинки (см. также *Снежные кристаллы*) 127—128
 классификация 284
 коагуляция 131—132
 плотность 137—138
 размер 137
 скорость падения 136
 Снежная мгла 672
 Снежная плесень 107
 Снежные дороги 514
 из переработанного снега 522—525
 из уплотненного снега 519—521
 применение добавок 525
 с ледяным покрытием 514, 526—527
 твердость покрытия 519—520
 ущерб окружающей среде 533—534
 Снежные заносы (см. также *Метелевый перенос*)
 барханы 692
 влияние на деревья 22—23
 влияние на растительность 21—23, 110—111
 застрugi 692
 моделирование 339—342
 на крышах 543—544, 549—554
 размеры 606—607
 форма 604—605, 692
 формирование 326—328, 336—337
 Снежные зерна (см. также *Снежные кристаллы*)
 определение 269
 размеры 279—280, 282

форма 281—282
 Снежные кристаллы 127—128, 267
 заивнение 130—131
 классификация 133—135, 284
 коагуляция 131—132
 конечная скорость падения 136, 330—332, 334
 плотность 137
 Снежный покров
 акустическая эмиссия 301
 влияние
 абсолютной высоты 152—153
 на вечную мерзлоту 58
 на климат земного шара 42—44
 полноты насаждения в лесу 157
 типа ландшафта 159—160
 уклонов 153—155
 экспозиции 155—156
 внутренняя энергия 346
 воздействие на него 485—486
 временная изменчивость 246—249
 горных районов 172
 движение воды (см. *Движение воды сквозь снег*)
 дистанционное зондирование 227—235, 438—440
 запас холода 403
 затопление 419
 излучение длинноволновой радиации 362—365
 изолирующее влияние 12, 98—103
 изучение в микроволновом диапазоне 231—232
 и образование туманов 47—49
 и сохранность сельскохозяйственных культур 104—108
 и урожайность пшеницы 75
 картирование 251
 классификации 278—284, 687—688
 лесов 149—150, 156—158, 171—172
 энергообмен 157
 максимальные значения характеристик 254—255
 метаморфизм (см. *Метаморфизм*)
 наблюдения со спутников 232—234
 определение 191
 появление, даты 161—164
 прерий 158—159, 170—171
 пространственная изменчивость 22—23, 249—253, 419
 пространственное истощение 400—401
 распределение по земному шару 160—164
 регрессионный анализ 175—176
 снежности коэффициент 160
 степей 158—159, 170—171
 стратиграфия 268—269, 569
 сход, даты 164, 167, 256—257
 тайги 168—170
 температура почв под ним 26, 53—57
 толщина 205—206, 230, 251—253, 257
 тундры 165—167
 устойчивость атмосферы над ним 44—45
 физические модели 174
 формирование на озерах 417—421
 фотоснимки 228
 хвойных лесов 168—170
 частотное распределение 242—246
 Содержание свободной воды 280
 Соли (см. также *Кальция хлорид* и *Натрия хлорид*)
 в смеси с абразивами 565
 глубина проникновения 569
 нормы расхода 577—578
 очистка в аэропортах 676—677
 скорость проникновения 569
 ущерб 579—581
 характеристики растапливания 557—561
 Солнечная постоянная 347

Солнечная радиация
 альbedo, связь (см. *Альbedo*)
 в горах 347—357
 влияние
 леса 351
 на климат 43
 облачности 357—358
 ориентации 352—357
 уклонов 352—357
 коэффициент экстинкции
 для льда 428
 для снега 306—307, 361—362
 модели 357
 определение 347—348
 отраженная рассеянная 352—357
 проникаемость льда 427—428
 проникаемость снега 361—362
 прямая 347—358
 рассеянная 348, 351—358
 Сомкнутость полого, ее влияние на снежный покров 157
 Спутники
 ГОЕС 232
 Лэндсат 229, 232—235
 NOAA 232—235
 Тайрос 233—234
 Степей снежный покров 158—160, 170—171
 Стефана—Больцмана константа 363
 Стефана задача 312, 532
 Сток
 влияние ледяного покрова озер 435—437
 влияние пространственного истощения
 снежного покрова 399—402
 время запаздывания 403—406
 гидрограф 402—407
 задержка 403—406
 коэффициент объемных потерь 392—393
 моделирование 393—406
 объем 62—65
 лик 65
 Субнивальная среда 27—29
 Супранивальная среда 30—32
 Сухой снег
 адгезионное трение 297—298
 альbedo (см. *Альbedo*)
 вентилиция 288
 воздухопроницаемость 278
 вязкость уплотнения 294
 деформация
 девиаторная 293, 300
 объемная 293
 ползучести 290, 449, 454
 диэлектрическая постоянная 304
 загрязняющие вещества (см. *Примеси в снегу*)
 кинетическое трение 296—299, 556—557, 698—702
 коэффициент затухания 306
 Кула—Кула график 305
 модель тела Бюрера 290
 начальное трение 297
 поглощение гамма-излучения 310
 полный импеданс 302
 предел прочности 294—295, 454—457
 проводимость постоянного тока 302—303
 проникаемость относительная 304—305
 прочность связей 279
 размер зерен 278—280, 282
 сопротивление
 переменному току 303—304
 растяжению 280
 сжатию 280
 спектральная отражательная способность 359
 статическое трение 297
 твердость (см. также *Твердость по зонду Хефели*) 31, 258, 278—280, 453, 516—520, 686
 тепловая диффузия 289

теплоемкость 98—99, 285—286
 теплопроводность 98—99, 286—288, 420
 трение скольжения (см. *Сухой снег, кинетическое трение*)
 угол естественного откоса 297—298
 угол наклона диэлектрических потерь 306
 уравнивание состояния 299—300
 фактор диэлектрических потерь 304—305
 форма зерен 281—282
 частота релаксации 306
 Юнга модуль 291—292

Твердость по зонду Хефели (швейцарскому пенетрометру)
 ветровой доски 691
 изменение со временем 520
 ледяных дорог 529
 прибор 686
 пылеватого снега 688
 уплотненного снега 693—694
 число 517—520
 Температурный индекс 395—399
 Теплоемкость
 почв объемная 51
 снега 98—99, 285—286
 Теплопоток из грунта 346, 375—376
 Термодинамика
 второй закон 271
 Гельмгольца свободная энергия 300
 Гиббса термодинамический потенциал 271—272
 закон сохранения энергии 271, 346
 необратимая 285
 свободная энергия 271—272, 278, 300
 энтропия 271
 Теплота фазовых переходов 271
 Третьякова осадкомер 184—185
 Тройная точка воды 273
 Туман 47—49
 Турбулентная диффузия 147—148
 Турбулентный теплообмен 37, 346, 366—374

Угол естественного откоса 306, 340
 Универсальный регистрирующий осадкомер 187—188
 Уравнивание Бранта 363

Фазовая диаграмма
 кальция хлорида 560
 натрия хлорида 560

Фирнизация 266, 284, 691
 Фронтальная система, развитие 135

Хвойных лесов снежный покров 168—170
 Хионофилы 30—32
 Хионофобы 30—32
 Хионофоры 30—32

Часовой угол 348
 Черный лед
 граница с белым льдом 420—421
 плотность 417
 проникновение солнечной радиации 427—428
 пространственная изменчивость 417
 теплопроводность 420, 435
 толщина 417
 формирование 416—417

Щероховатость поверхности 46—47, 326
 Шины
 с радиальным кордом 661
 с цепями противоскольжения 658—659
 с шипами 656—657
 Шуга

Щеточные снегоочистители 626, 678

Эвтектическая температура 560—561
 Экстинкции (поглощения) коэффициент 307—308, 361
 Энергетический баланс
 атмосферы 37
 грунта 387
 дорожного покрытия 586—589
 модели климата земного шара 43
 озерного льда 427—428
 Энергия
 внутренняя 37, 40—41, 271, 346, 374—375
 свободная (см. *Свободная энергия*)
 сохранения закон 271, 346
 Энергообмен
 выпадения дождя на снег 376—377
 обогреваемых покрытий 586—589
 озер 427—428
 при снеготаянии 346—347, 586—587
 снежного покрова 157—158, 259
 температурный индекс 395—399
 температурный коэффициент таяния 395—399
 теплопоток из грунта 346, 375—376
 Энтропия 271

Оглавление

Предисловие редактора русского перевода 5

Предисловие 7

Часть I

СНЕГ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА

Глава 1. Снег и условия обитания 10

Снег и человек 10

Влияние снега на растительный и животный мир 20

Список литературы 33

Глава 2. Снег и климат 37

Влияние снежного покрова на атмосферу 37

Снежный покров и подстилающий грунт 50

Список литературы 59

Глава 3. Снег и сельское хозяйство 61

Снег и ирригация 61

Снег и паводки 72

Снег и урожай в засушливых районах 74

Снег и условия произрастания сельскохозяйственных культур 98

Снег и животноводство 108

Снег и механические повреждения 110

Список литературы 111

Часть II

СНЕЖНЫЕ ОСАДКИ И СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

Глава 4. Формирование снежных осадков 121

Введение 121

Основные особенности формирования осадков 121

Образование снега 127

Физические характеристики снежных кристаллов 133

Роль снега в удалении диспергированного материала из атмосферы 138

Список литературы 142

Глава 5. Распределение снежного покрова 144

Введение 144

Факторы, определяющие распределение и характеристики снежного покрова 145

Типы снежного покрова 160

Моделирование и выводы 173

Список литературы 178

Глава 6. Измерения и анализ данных 182

Введение 182

Точечные измерения количества твердых осадков 182

Сравнение различных способов точечных измерений количества твердых осадков 191

Пространственные измерения количества свежеснежавшего снега 201

Измерение водного эквивалента снежного покрова 206

Снегомерная съемка 212

Сравнение наземных методов наблюдения за снежным покровом 224

Дистанционные методы изучения снежного покрова 227

Анализ данных 236

Список литературы 259

Глава 7. Свойства снега и физические процессы в снежном покрове 267

Физические процессы 267

Классификация кристаллического строения снежного покрова 278

Свойства сухого снега 285

Свойства влажного снега 310

Загрязнение снежного покрова 313

Список литературы 316

Глава 8. Метелевый перенос снега 323

Введение 323

Характеристики ветра вблизи поверхности земли 324

Зависимости между движением ветра и снега 328

Моделирование метелевого переноса 339

Список литературы 342

Глава 9. Абляция снежного покрова и сток 344

Введение 344

Физика снеготаяния 345

Инфильтрация и перенос воды в почву 386

Оперативные методы оценки стока снежного покрова. Некоторые общепринятые способы 393

Список литературы 407

Глава 10. Снег и лед на озерах 414

Введение 414

Компоненты зимнего покрова озер 416

Влияние снежного и ледяного покрова на обменные процессы в озере и его биологическую активность 427

Изменчивость прочности ледяного покрова 432

Роль снега и льда на озерах в круговороте воды 435

Измерения характеристик снега и льда на озерах 437

Список литературы 440

Глава 11. Лавины 448

Введение 448

Формирование лавин 451

Движение лавин 460

Классификация лавин 467

Лавинная опасность 469

Методы защиты и контроля 475

Изменение поверхности склонов 478

Список литературы 488

Часть III

СНЕГ И ТЕХНИКА

Глава 12. Передвижение по снегу 491

Введение 491

Снегоходы 493

Зимние дороги 514

Ледяные переправы 531

Влияние зимних дорог на окружающую среду 533

Список литературы 534

Глава 13. Снег и здания 537

Введение 537

Снеговые нагрузки на грунт 537

Снег на крышах 542

Список литературы 554

Глава 14. Борьба со снегом и льдом с использованием химических и абразивных веществ 556

Введение 556

Свойства растворяющих лед химикатов 556

Абразивы 564

Факторы, определяющие скорость таяния снега и льда 566

Эффективность применения химикатов для борьбы со снегом и льдом 576

Побочные эффекты применения химикатов для борьбы со снегом и льдом 579

Ингибиторы 581

Список литературы 582

Глава 15. Термические методы воздействия 585

Введение 585

Покрытия с обогревом 585

Передвижные снеготопильные установки 596

Стационарные снеготаялки 598

Специальные системы для растапливания снега 600

Список литературы 601

Глава 16. Контроль снегопереноса 603

Введение 603

Основные принципы 603

Борьба со снежными заносами рациональным проектированием и размещением сооружений 605

Снегорегулирование при помощи снегозащитных насаждений 608

Снегозадерживающие и снегопредохраняющие заборы 612

Список литературы 619

Глава 17. Снегоочистительная техника 620

Введение 620

Типы оборудования 620

Принципы работы 628

Базовые машины для навешивания снегоочистительного оборудования 635

Прикладные аспекты 637

Оценка оборудования 639

Список литературы 641

Глава 18. Применение методов регулирования и очистки от снега и льда 642

Железные дороги 642

Автомобильные 653

Аэропорты 673

Список литературы 681

Глава 19. Катание на лыжах 683

Введение 683

Характеристики снега 685

Катание на лыжах и метаморфизм снега 687

Особые условия на поверхности 691

Уплотнение 693

Малое трение льда и снега 695

Силы сопротивления, возникающие при движении лыж 697

Лыжные мази 701

Динамика движения на лыжах 706

Перспективы развития 709

Список литературы 710

Глава 20. Механика лыж 714

История лыж 714

Исполнительские характеристики и свойства лыж 718

Типы конструкций 722

Геометрические характеристики 725

Упругие свойства 729

Динамические свойства 735

Перспективы 737

Список литературы 738

Список авторов 739

Предметный указатель 741

СНЕГ
справочник

Редактор О. В. Лапина. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор В. В. Быков.
Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор Т. В. Алексеева.

ИБ № 1664

Сдано в набор 20.03.86. Подписано в печать 17.07.86. Формат 60×90^{1/16}, бумага тип. № 1.
Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 47,0. Кр.-отт. 47,0. Уч.-изд. л. 52,68.
Тираж 6810 экз. Индекс МОЛ-154. Заказ № 270. Цена 4 р.
Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского
объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.